

**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID**  
**DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA**  
**inéditas**



**TESIS DOCTORAL**

**Tesis Univ. Complutense de Madrid, Facultad de Ciencias  
Geológicas, Dpto. de Geodinámica**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR  
PRESENTADA POR

**María Asunción Plaza García**

**Madrid, 2015**

BIBLIOTECA UCM



530526772X

**ESTUDIO DE REFLECTANCIA ENFOCADO A LA CARTOGRAFIA LITOLOGICA DE  
ROCAS IGNEAS, EFECTOS DE DISTINTOS TIPOS DE METAMORFISMO Y ANALISIS  
ESTRUCTURAL EN MATERIALES PRECAMBRICOS, BASADO EN DATOS ESPECTRALES  
DE LABORATORIO E IMAGENES THERMATIC MAPPER (Macizo Hespérico Central,  
prov. de Cáceres y Badajoz)**



**FACULTAD CC. GEOLOGICAS**  
BIBLIOTECA

**M<sup>a</sup> Asunción Riaza García**

R. T. 880

D.L. : M-12791-1991



**ESTUDIO DE REFLECTANCIA ENFOCADO A LA CARTOGRAFIA LITOLOGICA DE  
ROCAS IGNEAS, EFECTOS DE DISTINTOS TIPOS DE METAMORFISMO Y ANALISIS  
ESTRUCTURAL EN MATERIALES PRECAMBRICOS, BASADO EN DATOS ESPECTRALES  
DE LABORATORIO E IMAGENES THEMATIC MAPPER (Macizo Hespérico Central,  
prov. de Cáceres y Badajoz)**

**M<sup>a</sup> Asunción Ríaza García**

**Memoria presentada para optar al  
título de Doctor en Ciencias Geo-  
lógicas.**

**Madrid, Abril 1991**

**La presente Tesis Doctoral ha sido  
realizada en el Dpto. de Geodiná-  
mica de la Universidad Complutense  
de Madrid, bajo la dirección del  
Dr. Alfonso González Ubanell,  
profesor titular de la Universidad  
Complutense.**

Y la suerte, que sus cosas de bien en mejor iba guiando, aún no hubo andado una pequeña legua, cuando le deparó el camino, en el cual descubrió una venta que, a pesar suyo y gusto de Don Quijote, había de ser castillo. Porfiaba Sancho que era venta, y su amo que no, sino castillo; y tanto duró la porfía, que tuvieron lugar, sin acabarla, de llegar a ella, en la cual Sancho se entró, sin más averiguación, con toda su recua.

(Miguel de Cervantes, Don Quijote de la Mancha)

## **AGRADECIMIENTOS**

Este trabajo ha sido posible en el marco de un proyecto financiado por la Comisión de las Comunidades Europeas, en su dirección de recursos no renovables, en el que han cooperado diversas instituciones españolas, portuguesas y británicas. Los estudios espectrales han sido posibles gracias a una beca del Programa de Formación de Doctores y Tecnólogos del Ministerio de Educación y Ciencia, que ha financiado una estancia de un año de duración en el United States Geological Survey (Reston, Virginia, EEUU). El Instituto Tecnológico Geominero de España ha sido la casa materna de todos y cada uno de los pasos recorridos.

La idea de trabajar con especial dedicación en los problemas cartográficos del Complejo esquisto-grauváquico no habría surgido sin un frustrado trabajo anterior que se desarrolló durante varios años en un contexto parecido, y que sirvió de formación en las técnicas de interpretación de imágenes, tanto visuales como digitales. Tampoco habría surgido sin conversaciones casuales con E. Ortega, y otros geólogos del grupo de Minas de Almadén, que iniciaron su andadura en el estudio de imágenes a la vez que la autora. Ni hubiera tomado cuerpo de línea de trabajo dentro del equipo integrador del proyecto que le sirvió de marco sin el apoyo, y inestimables primeros comentarios de D.Sanderson.

J.L. García Casquero, V.Monteserín, F.López, y E. Ortega proporcionaron información valiosísima sobre los métodos de trabajo en el campo, y D. Sanderson fué consejero insustituible en las primeras salidas. F.Bellido, L.A. Cueto y C. Quesada hicieron numerosos y documentados comentarios durante el estudio de láminas delgadas.

De modo muy especial, F. Pérez Cerdán puso a punto y modificó el programa disponible de información geográfica para representar y modificar símbolos de datos estructurales en pantalla. También se hizo cargo de la puesta a punto de la impresión en plotter de los mismos símbolos. Sin su ayuda el capítulo de análisis interactivo de bases de datos estructurales no existiría.

P. García Santiago ha sido constante asesor en el uso del sistema de información geográfico, y de numerosos programas para ordenador personal, desde procesadores de textos, elaboradores de gráficos, calculadores de estadísticas, a bases de datos bibliográficas. J. Serrano fué un receptor paciente de todo tipo de consultas descaminadas durante la etapa de puesta a punto del sistema de tratamiento de imágenes.

L. Rowan me abrió las puertas del USGS, en una etapa en que la escasez de personal y de presupuesto en su grupo de trabajo no aconsejaban la admisión de huéspedes extraños al funcionamiento de la casa. Sus sabias observaciones sobre mis innumerables medidas espectrales y su tolerancia respecto a ideas de neófito en la interpretación de características espectrales en minerales y rocas hizo avanzar muy rápidamente la capacidad de criterio en una disciplina hasta entonces sólo conocida por mí a través de la literatura.

Los pequeños desajustes en el uso del ya renqueante espectrómetro siempre encontraron un arreglo pronto en J. Crowley, cuya larga pericia en el manejo del instrumento y en la escritura de programas elaboradores de datos espectrales siempre fué fácil de reclamar. Por no dejar de añadir los mil trucos de acceso a

múltiples servicios de uso común de los que no hubiera tenido noticias sin su buena disposición.

J. Duval y F. Riggles hicieron honor a su labor de mantenimiento de la sala de ordenadores, prestando oídos a todos los comentarios triviales sobre pequeñas distorsiones en el uso de programas ya conocidos con versiones y máquinas ligeramente diferentes. Su tolerancia en la ocupación durante meses de un espacio considerable de memoria en un disco siempre atiborrado me permitió trabajar con una libertad de movimientos inapreciable.

Uzi Vulkan, cohabitante del antiguo laboratorio de J. Salisbury en un mundo lejano a nuestros afectos y costumbres, escribió rutinas de cálculos algebraicos sencillos necesarios para la interpretación de medidas espectrales, que sin su ayuda habrían significado mucho más esfuerzo.

Ch. Trautwein, entrañable tutor de un curso trepidante en EROS Data Center, introdujo los métodos de interpretación de bases de datos geológicas con el mismo talante pionero de sus muchos años de exploración en tierras árticas.

E. Ortega hizo una paciente labor crítica del texto final, que no conocería la forma actual sin su contribución. También V. Crespo corrigió con cariño expresiones, y alentó en todo momento la realización de un trabajo cuyos objetivos y planteamiento eran ajenos a sus métodos.

<sup>GONZALEZ</sup>  
Alfonso Ubanell se prestó generosamente a avalar la presentación de este trabajo como tesis doctoral, aceptando y confiando desde el principio en mi autonomía para realizarlo. Sus comentarios

han sido muy valiosos para hacerlo más comprensible. Carmen Antón-Pacheco, iniciadora del trabajo en teledetección en el centro anfitrión del mismo, ha sido un telón de fondo, en el que acuerdos y desacuerdos no han dejado de jalonar las distintas etapas que su curso ha recorrido.

No menor papel han jugado S.Roberts, C. Chinn, J.McGowan, S.Dee, J.L. Reyes y R.Avilés, con quienes he compartido tantas veladas de días de campo, a las que no han sido ajenas Paco y Lidia, nuestros anfitriones en La Codosera.

R.Thomas, M.Crutchley y Tee, con su hospitalidad hogareña, hicieron que me sintiera en casa durante varias estaciones del año cuando había todo un océano en medio. Lisa Martin facilitó la entrada en otro país con las cosas más sencillas y necesarias: visado, alojamiento, y trámites bancarios.

J. Vallejo y J.A. Heras delinearón todos y cada uno de los gráficos y figuras, aceptando modificaciones y cambios de tamaño pacientemente. R. Martínez compuso el texto, y Goyo hizo todas las copias definitivas de láminas y fotografías.

Mercedes me ofreció su casa al partir para un largo viaje de retorno incierto, proporcionándome un rincón cálido y tranquilo en el que desgranar todas las páginas que siguen.

Por último, agradezco a mi familia y amigos, que no hayan dejado de sonreír al oír el tan repetido "cuando haya leído la tesis", con el que se han pospuesto tantos planes.

**INDICE****PAGINA**

1.	Introducción.....	1
1.1.	Evolución histórica en la interpretación de fotografías e imágenes.	
1.2.	Lineas de trabajo tradicionales en teledetección aplicada a geología.	
1.3.	Marco de trabajo: elementos geográficos, conceptuales y aportaciones metodológicas.	
2.	Interpretación de imágenes en geología estructural.	
	Lineamientos.....	7
2.1.	Introducción.	
2.2.	Lineamientos: Definición y significado.	
2.3.	Factores que influyen en la cartografía de lineamientos.	
2.4.	Precisiones sobre los métodos manuales de cartografía de lineamientos.	
2.5.	Métodos digitales de cartografía de lineamientos.	
2.6.	Análisis integrado de imágenes y datos topográficos, geofísicos y geoquímicos.	
2.7.	Resumen.	
3.	Propiedades espectrales de rocas y cartografía litológica en el visible e infrarrojo cercano.....	18
3.1.	Introducción.	
3.2.	Desarrollo de instrumentos.	
3.3.	Factores composicionales fundamentales en las propiedades espectrales de minerales y rocas.	
3.4.	Propiedades espectrales de rocas	

- 3.4.1. Rocas ígneas.
  - 3.4.1.1. Rocas ígneas ácidas.
  - 3.4.1.2. Rocas ígneas intermedias.
  - 3.4.1.3. Rocas ígneas básicas y ultrabásicas.
- 3.4.2. Rocas sedimentarias.
  - 3.4.2.1. Calizas.
  - 3.4.2.2. Areniscas.
  - 3.4.2.3. Pizarras.
- 3.4.3. Rocas metamórficas.
  - 3.4.3.1. Mármoles.
  - 3.4.3.2. Cuarcitas.
  - 3.4.3.3. Neises.
  - 3.4.3.4. Filitas, esquistos y micaesquistos.
- 3.5. Estudios espectrales y de tratamiento de imágenes orientados a la cartografía litológica.
- 3.6. Resumen.

#### 4. Reflectancia espectral de rocas ígneas intrusivas en el visible e infrarrojo cercano en el Complejo de Burguillos del Cerro basadas en medidas de laboratorio..... 38

- 4.1. Introducción.
- 4.2. Método de estudio.
- 4.3. Marco geológico.
- 4.4. Reflectancia espectral de rocas en superficies frescas.
  - 4.4.1. Asociación granítica.
  - 4.4.2. Asociación diorítica.
  - 4.4.3. Asociación gabroica.
  - 4.4.4. Peridotitas.



4.5.	Reflectancia espectral en suelos.	
4.6.	Reflectancia espectral en superficies meteorizadas de rocas.	
4.7.	Reflectancia espectral de superficies de rocas cubiertas por líquenes.	
4.8.	Relaciones entre las reflectancias en distintas superficies de rocas y suelos.	
4.9.	Reflectancia en imágenes thematic mapper.	
4.10.	Resumen.	
5.	Evaluación estadística de medidas espectrales de laboratorio en rocas ígneas intrusivas en el Complejo de Burguillos del Cerro enfocada a la interpretación de imágenes.....	68
5.1.	Introducción.	
5.2.	Método de estudio.	
5.3.	Cocientes calculados sobre reflectancias espectrales en rocas frescas.	
5.4.	Cocientes calculados sobre reflectancias en superficies meteorizadas de rocas, y líquenes desarrollados sobre las mismas.	
5.5.	Cocientes calculados sobre reflectancias de suelos.	
5.6.	Relación entre cocientes calculados en laboratorio y procedentes de tratamiento de imágenes.	
5.7.	Resumen.	
6.	El Complejo esquisto-grauváquico en el área de Valencia de Alcántara-Puebla de Obando (Cáceres-Badajoz).....	86
6.1.	Introducción.	

6.2.	Paleogeografía.	
6.3.	Deformación.	
6.3.1.	Deformación prehercínica.	
6.3.2.	Deformación hercínica.	
6.3.3.	Deformaciones tardías.	
7.	Estructuras menores en el Complejo esquistograuváquico.....	95
7.1.	Introducción.	
7.2.	Método de estudio.	
7.3.	Deformación prehercínica	
7.4.	Deformación hercínica.	
7.4.1.	Fase de deformación principal.	
7.4.1.1.	Morfología de los pliegues.	
7.4.1.2.	Superficie de esquistosidad principal.	
7.5.	Deformación tardihercínica.	
7.5.1.	Superficie de esquistosidad de crenulación.	
7.5.2.	Fracturación.	
7.5.3.	Otras estructuras.	
7.6.	Resumen.	
8.	Microestructuras en pelitas y grauvacas del Complejo esquistograuváquico. Efectos de superposición de deformaciones.....	116
8.1.	Introducción.	
8.2.	Método de estudio.	
8.3.	Microestructuras producidas por metamorfismo regional.	
8.3.1.	Deformación prehercínica.	
8.3.2.	Deformación hercínica principal.	

8.3.2.1.	Pelitas.	
8.3.2.2.	Grauvacas.	
8.3.3.	Deformación tardihercínica.	
8.4.	Microestructuras producidas por metamorfismo térmico.	
8.4.1.	Pelitas.	
8.4.2.	Grauvacas.	
8.5.	Microestructuras producidas por metamorfismo dinámico.	
8.5.1.	Pelitas.	
8.5.2.	Grauvacas.	
8.6.	Resumen.	
9.	Reflectancia de rocas detríticas en el Complejo esquisto-grauváquico en el visible e infrarrojo cercano obtenidas en el laboratorio.....	135
9.1.	Introducción.	
9.2.	Método de estudio.	
9.3.	Propiedades espectrales de pelitas y grauvacas.	
9.4.	Efectos relacionados con la fábrica interna de las rocas producida por metamorfismo regional.	
9.5.	Efectos relacionados con metamorfismo dinámico intenso.	
9.6.	Efectos relacionados con metamorfismo dinámico débil.	
9.7.	Cocientes de bandas calculado sobre medidas de reflectancia de laboratorio en las longitudes de onda de los canales Thematic Mapper.	
9.8.	Reflectancia observada en imágenes Thematic Mapper.	
9.9.	Resumen.	

10.	Tratamiento digital en el Complejo esquistograuváquico con imágenes Thematic Mapper. Reflectancia relacionada con el metamorfismo térmico y dinámico.....	160
10.1.	Introducción.	
10.2.	Método de estudio.	
10.3.	Geomorfología y uso de suelo. Expresión visual en las imágenes iniciales.	
10.4.	Evaluación estadística inicial de las imágenes Thematic Mapper.	
10.5.	Examen visual de las composiciones de color de componentes principales.	
10.6.	Examen visual de composiciones en falso color con imágenes Thematic Mapper sin modificar y estiradas.	
10.7.	Análisis estadístico de bandas iniciales en relación con distintos tipos de metamorfismo.	
10.8.	Evaluación estadística y visual de cocientes de bandas.	
10.9.	Análisis de reflectancia en cocientes de bandas en relación con distintos tipos de metamorfismo.	
10.10.	Resumen.	
11.	Análisis de bases de datos espaciales construidas con datos estructurales y microestructurales con un sistema de información geográfico en el CEG. Interpretación de estructuras regionales y de lineamientos cartografiados sobre imágenes Thematic Mapper.....	193
11.1.	Introducción.	

11.2.	Método de estudio.	
11.3.	Características de la base de datos.	
11.4.	Los lineamientos.	
11.5.	Superficies de estratificación y esquistosidad correspondiente a la deformación hercínica principal.	
11.6.	Lineaciones de intersección hercínicas principales.	
11.7.	Pliegues.	
11.8.	Superficies de esquistosidad de crenulación hercínicas tardías.	
11.9.	Distribución cartográfica de observaciones microestructurales.	
11.10.	Discusión.	
11.11.	Resumen.	
12.	Conclusiones.....	215
12.1.	Reflectancia en rocas ígneas intrusivas en laboratorio e imágenes.	
12.1.1.	Medidas espectrales en laboratorio sobre rocas y suelos en el visible e infrarrojo cercano.	
12.1.2.	Evaluación de medidas de laboratorio enfocada a la interpretación de imágenes Thematic Mapper.	
12.2.	El Complejo esquistó-grauváquico.	
12.2.1.	Historia de la deformación basada en estructuras menores y microestructuras.	
12.2.2.	Reflectancia en pelitas y grauvacas en relación a los elementos de la fábrica interna de las rocas.	
12.2.3.	Reflectancia en pelitas y grauvacas en relación con los efectos del metamorfismo regional y dinámico en laboratorio e imágenes.	

12.2.4. Análisis integrado de datos estructurales,  
microestructurales e imágenes por medio de un sistema  
de información geográfico como apoyo a la geología  
regional.

13. Bibliografía..... 226

14. Glosario..... 248

## **INDICE DE LAMINAS Y FIGURAS**

### **CAPITULO 3**

**fig.3.1.**

**Espectro de absorción generalizada de la atmósfera en el cénit y denominación de sus regiones espectrales (in GORTZ y ROWAN, 1981).**

**fig.3.2.**

**Curvas espectrales de rocas ígneas en el visible e infrarrojo cercano (in HUNT, SALISBURY y LENHOF, 1973B, 1973C y 1974).**

**fig.3.3.**

**Curvas espectrales de rocas sedimentarias en el visible e infrarrojo cercano (in HUNT y SALISBURY, 1976a).**

**fig.3.4.**

**Curvas espectrales de rocas metamórficas en el visible e infrarrojo cercano (in HUNT y SALISBURY, 1976b).**

### **CAPITULO 4**

**fig.4.1.**

**Esquema de situación del área de estudio (en Geología de España, tomo I, 1983).**

**fig. 4.2.**

**Curvas espectrales promedio en superficies frescas de rocas.**

**fig. 4.3.**

**Curvas espectrales sobre gravas procedentes de la separación en roca molida de distintas fracciones por métodos magnéticos y líquidos pesados.**

**fig. 4.4.**

**Curvas espectrales en gravas de rocas de facies periféricas monzodioríticas.**

**fig. 4.5.**

**Curvas espectrales en gravas de rocas de facies periféricas monzodioríticas y varios de sus componentes minerales.**

**fig. 4.6.**

**Curvas espectrales en rocas gabroicas.**

**fig. 4.7.**

**Curvas espectrales de gabros noríticos con orto o clinopiroxeno y varios de sus componentes minerales.**

**fig. 4.8.**

**Curvas espectrales de gabros anfibólicos y varios de sus componentes minerales.**

**fig. 4.9.**

**Curvas espectrales promedio en suelos desarrollados sobre distintos tipos de rocas.**

**fig. 4.10.**

**Curvas espectrales promedio sobre superficies meteorizadas de rocas.**



**fig.4.11.**

**Curvas espectrales promedio sobre superficies de rocas recubiertas de líquen.**

**fig.4.12.**

**Curvas espectrales promedio sobre superficies frescas y meteorizadas de roca, superficies de roca recubiertas de líquen y suelos, para rocas de la asociación granítica.**

**fig.4.13.**

**Curvas espectrales promedio sobre superficies frescas y meteorizadas de roca, superficies de roca recubiertas de líquen y suelos, agrupadas por tipos de rocas con afinidades petrográficas, para las asociaciones diorítica y gabroica.**

**fig.4.14.**

**Números digitales calculados en imágenes TM para las litologías mencionadas.**

**fig.4.15.**

**Curvas espectrales de clinopiroxenos (CPx) y ortopiroxenos (OPx), (HUNT y SALISBURY, 1970). Números digitales en imágenes TM para gabros noríticos con OPx y CPx.**

**lam.4.1.**

**Composición en color de los cocientes de bandas Thematic Mapper 5/7 (azul), 4/7 (rojo) y 2/4 (verde), mostrando tendencias hacia colores azul y rosa en las rocas ácidas, y verde en las rocas básicas e intermedias.**

## **CAPITULO 5**

**fig. 5.1.**

**Funciones de señales de respuesta de energía electromagnética para los canales del sensor Thematic Mapper.**

**fig. 5.2.**

**Diagramas bidimensionales de cocientes calculados sobre valores de curvas espectrales de laboratorio sobre superficies frescas de rocas en los intervalos de longitud de onda de los canales del Thematic Mapper.**

**fig. 5.3.**

**Diagramas bidimensionales de cocientes calculados sobre valores de curvas espectrales de laboratorio sobre superficies meteorizadas de rocas en los intervalos de longitud de onda de los canales del Thematic Mapper.**

**fig. 5.4.**

**Diagramas bidimensionales de cocientes calculados sobre valores de curvas espectrales de laboratorio sobre superficies de rocas recubiertas por líquen en los intervalos de longitud de onda de los canales del Thematic Mapper.**

**fig. 5.5.**

**Diagramas bidimensionales de cocientes calculados sobre valores de curvas espectrales de laboratorio sobre suelos en los intervalos de longitud de onda de los canales del Thematic Mapper.**

**fig. 5.6.**

**Diagramas bidimensionales de cocientes calculados sobre imágenes Thematic Mapper.**

## **CAPITULO 6**

**fig.6.1.**

**Esquema de situación del área de estudio (en Mapa Geológico de España E 1:50.000, 1982).**

**fig.6.2.**

**Esquema de evolución estructural de los materiales precámbrico antes y después de la orogenia hercínica con expresión de las discordancias intraprecámbricas (en ORTEGA et al, 1988).**

**fig.6.3.**

**Cortes paleogeográficos esquemáticos desde el final del Precámbrico al Silúrico (en VEGAS, 1978).**

## **CAPITULO 7**

**fig.7.1.**

**Pliegues cuyos flancos están afectados por la esquistosidad hercínica principal transecta a ángulo alto.**

**fig.7.2.**

**Esquema tridimensional representando la geometría de los pliegues producto de la superposición de la deformación prehercínica y hercínica, con expresión de la posición de la superficie de esquistosidad  $s_1$  formada durante la deformación hercínica principal, y de la lineación de intersección de la misma con la superficie de estrati-**

ficación  $L_1$ . Diagrama de contornos sobre proyección estereográfica de ejes de pliegues correspondientes a la deformación hercínica principal en plantilla equiareal de Schmidt, semiesfera inferior.

fig.7.3.

Geometría de los pliegues.

- A) Pliegue formado en capas de grauvacas, mostrando isogonas en disposición convergente en charnelas.
- B) Pliegue en grauvacas alternantes con pelitas, con ángulo abierto entre flancos. Estructuras de acomodación por migración de pelitas en la charnela.
- C) Pliegues en Z desarrollados en pelitas.
- D) Pliegues con distinto estilo desarrollados en capas con distinta competencia.
- E) Pliegues desarrollados en capas alternantes de pelitas y grauvacas con espesores similares, con geometrías distintas en flancos y zonas de máxima curvatura.
- F) Pliegues en forma de anzuelo formados por evolución de pliegues en acordeón por desplazamientos a lo largo de la superficie de esquistosidad.

fig.7.4.

Diagramas de contornos sobre proyección estereográfica en plantilla equiareal de Schmidt, semiesfera inferior, de polos de superficies de estratificación  $s_0$ , polos de superficies de esquistosidad hercínica principal  $s_1$ , y lineaciones de intersección  $L_1$  entre ambas.

fig.7.5.

Diagramas de contornos sobre proyección estereográfica en plantilla equiareal de Schmidt, semiesfera inferior, de polos de superficies de esquistosidad hercínica tardía  $s_2$ .

fig.7.6.

Diagramas de contornos sobre proyección estereográfica en plantilla equiareal de Schmidt, semiesfera inferior, de lineaciones de intersección entre la superficie de esquistosidad hercínica tardía y superficies de esquistosidad hercínica principal.

fig.7.7.

Diagramas de contornos sobre proyección estereográfica en plantilla equiareal de Schmidt, semiesfera inferior, de polos de planos axiales de kink-bands subverticales formados durante las etapas tardías de la deformación hercínica.

lam.7.1.

- A) Lineación de intersección en charnela de pliegue de eje horizontal, con trazado oblicuo al eje del mismo.
- B) Pliegues con formas redondeadas en pelitas por desplazamientos a lo largo de la superficie de esquistosidad.
- C) Pliegues desarrollados en capas alternantes de pelitas y grauvacas con espesores similares.

lam.7.2.

- A) Aspecto de esquistosidad de crenulación subhorizontal desarrollada durante las etapas tardías de la deformación hercínica.
- B) Pliegues intrafoliares formados en zonas de cizalla con superficies S verticales coincidentes con la superficie de esquistosidad hercínica.
- C) Zonas de cizalla con superficie S vertical desarrollando microlitones que engloban y desplazan a las superficies de estratificación y esquistosidad hercínica principal.

## **CAPITULO 8**

### **Lam.8.1.**

- A) Aspecto de la superficie de esquistosidad principal producida por metamorfismo regional durante la deformación hercínica en pelitas (16 aumentos).**
- B) Aspecto de la esquistosidad principal producida por metamorfismo regional durante la deformación hercínica en grauvas alternantes con pelitas (2.5 aumentos).**
- C) Superficie afectada por la esquistosidad hercínica principal en pelitas (16 aumentos).**
- D) Cristales de filosilicatos con planos de exfoliación internos englobados en la esquistosidad hercínica principal (16 aumentos).**

### **Lam.8.2.**

**Microestructuras desarrolladas por la deformación tardihercínica.**

- A) Superficie de esquistosidad tardihercínica oblicua a la superficie de esquistosidad principal desarrollada durante la deformación hercínica en alternancia de pelitas y grauvas (2.5 aumentos). Observese la escasa manifestación en grauvas.**
- B) Superficies de heterogeneidad groseras desarrolladas en grauvas. Los clastos mayores quedan englobados entre dos superficies contiguas.**
- C) Pliegues ptigmáticos desarrollados en relación con la deformación tardihercínica en alternancias de dominios filosilicatados y predominantes en cuarzo (2.5 aumentos).**
- D) Suave plegamiento tardihercínico afectando a agregados minerales formados por efecto del metamorfismo térmico en pelitas (2.5 aumentos).**

**Lam.8.3.**

**Microestructuras desarrolladas por metamorfismo térmico.**

- A) Agregados minerales enriquecidos en filosilicatos en grauvas (2.5 aumentos).**
- B) Desarrollo incipiente de agregados minerales en grauvas (2.5 aumentos).**
- C) Porfidoblastos de andalucita en corneanas desarrollados preferentemente sobre dominios filosilicatados (2.5 aumentos).**
- D) Textura equigranular microcristalina en corneanas (2.5 aumentos).**

**Lam.8.4.**

**Microestructuras desarrolladas por metamorfismo dinámico.**

- A) Cristal de cuarzo con extinción ondulante, indicios de mosaización, y bordes suturados (2.5 aumentos).**
- B) Pliegues intrafoliares en pelitas (2.5 aumentos).**
- C) Metamorfismo dinámico en grauvas de grano grueso. Clastos mayores en mosaico o con fuerte extinción ondulante e indicios de fragmentación. Matriz de aspecto triturado (2.5 aumentos).**

**CAPITULO 9**

**fig.9.1.**

**Posición de secciones cortadas para lámina delgada en muestras de mano referidas a los elementos de la fábrica interna de la roca.**

**$s_0$ : superficie de estratificación subparalela a  $s_1$ , superficie de esquistosidad principal.**

**$L_1$ : Lineación de intersección entre las superficies de estrati-**

**fig.9.2.**

**Curvas espectrales promedio sobre pelitas y grauvacas medidas sobre superficies de estratificación y superficies cortadas con sierra para lámina delgada paralelas y perpendiculares respectivamente a la lineación de intersección entre las superficies de estratificación y esquistosidad principal (ver fig.9.1).**

**fig. 9.3.**

**Curvas espectrales en pelitas claras y oscuras, medidas sobre superficies de estratificación y superficies cortadas con sierra para lámina delgada, paralelas y perpendiculares respectivamente a la lineación de intersección entre las superficies de estratificación y esquistosidad principal (ver fig.9.1).**

**fig.9.4.**

**Curvas espectrales en superficies de estratificación de esquistos miloníticos y varios de sus componentes minerales.**

**fig.9.5.**

**Curvas espectrales medidas en distintas superficies de pelitas y grauvacas de tono oscuro y claro, afectadas o no por metamorfismo dinámico débil.**

**fig.9.6.**

**Curvas espectrales en suelos procedentes de zonas afectadas o no por metamorfismo dinámico débil.**

**fig.9.7.**

**Valores calculados sobre curvas espectrales de laboratorio en los intervalos de longitud de onda de los canales del Thematic Mapper, para el cociente 4/7, en pelitas y grauvacas oscuras y claras.**



**fig.9.8.**

Valores calculados sobre curvas espectrales de laboratorio en los intervalos de longitud de onda de los canales del Thematic Mapper, para los cocientes  $3/1$  y  $2/1$ , en pelitas y grauvacas oscuras y claras.

**fig.9.9.**

Valores de números digitales calculados en imágenes Thematic Mapper en regiones afectadas por metamorfismo térmico y dinámico con distinta intensidad.

**fig.9.10.**

Valores de cocientes  $2/7$  y  $3/7$  calculados en imágenes Thematic Mapper en áreas afectadas por metamorfismo térmico de distinta intensidad.

## **CAPITULO 10**

**fig.10.1.**

Elementos geológicos y geográficos de referencia identificables en imágenes en el área de estudio.

**fig.10.2.**

Histogramas de frecuencias de números digitales en bandas Thematic Mapper correspondientes al visible y al infrarrojo cercano sin modificar (A), y sus correspondientes en bandas con estiramiento (B) enfocado al Complejo esquistos-grauváquico.

fig.10.3.

Distribución de rangos de números digitales para distintas unidades geológicas en el histograma de frecuencias de números digitales de la banda 7 del Thematic Mapper.

fig. 10.4.

Diagramas de números digitales en las bandas Thematic Mapper iniciales (A) y estiradas (C), y sus valores correspondientes al sustraer los valores promedios por banda (B y D) para las tres áreas afectadas por metamorfismo térmico con distinta intensidad (1, intensamente metamorfozido; 2, débilmente metamorfozido; 3, no metamorfozido; tm, valor promedio de la banda thematic mapper correspondiente).

fig.10.5.

Diagramas de números digitales en bandas TM iniciales y estiradas para áreas afectadas (b) o no (a) por metamorfismo dinámico débil, en zonas con distinta intensidad de metamorfismo térmico (tm, valores promedio para la banda thematic mapper para distintas intensidades de metamorfismo térmico, metamorfismo térmico intenso; 2, metamorfismo térmico débil; 3, no afectadas por metamorfismo térmico).

fig.10.6A y 6B.

Histogramas de cocientes calculados sobre bandas TM iniciales, cocientes calculados sobre bandas estiradas, y cocientes calculados sobre bandas estiradas enmascarados para zonas con alta densidad de vegetación.

fig.10.7.

Diagramas binarios de números digitales calculados sobre cocientes en bandas iniciales y estiradas para áreas afectadas por metamorfismo térmico con distinta intensidad (1, intensamente metamorfizado; 2, débilmente metamorfizado; 3, no metamorfizado).

Tabla 10.1.

Matriz de correlación en bandas Thematic Mapper no modificadas correspondientes al visible y al infrarrojo cercano.

Tabla 10.2.

Matriz de correlación en cocientes calculados sobre bandas TM iniciales.

Lam.10.1.

Segmentación de intervalos de números digitales en el cociente 4/3 calculado sobre bandas no modificadas. Azul, valores bajos; rojo, intermedios; verde, altos.

Lam.10.2.

Segmentación de intervalos de números digitales en banda 7 del TM. Azul, valores bajos; rojo, intermedios; verde, altos.

Lam.10.3.

Composición de color de componentes principales de orden tercero (azul), primero (rojo) y segundo (verde) calculadas sobre las seis bandas del Thematic Mapper en el visible e infrarrojo cercano.

**Lam.10.4.**

Composición de color de componentes principales de orden tercero (azul), primero (rojo) y segundo (verde) calculadas sobre las bandas 3, 5 y 7 del Thematic Mapper.

**Lam.10.5.**

Composición de color de componentes principales de orden cuarto (azul), tercero (rojo) y quinto (verde) calculadas sobre las seis bandas estiradas del Thematic Mapper correspondientes al visible y al infrarrojo cercano.

**Lam.10.6.**

Composición en falso color con las bandas 5 (azul), 3 (rojo) y 7 (verde) iniciales.

**Lam.10.7. C**

Composición en falso color con los cocientes  $4/3$  (azul),  $5/7$  (rojo) y  $5/4$  (verde) calculados sobre bandas TM iniciales.

**Lam.10.8.**

Composición en falso color con los cocientes  $5/7$  (azul),  $3/1$  (rojo) y  $2/4$  (verde) calculados sobre bandas TM iniciales.

**Lam.10.9.**

Composición en falso color con los cocientes  $4/7$  (azul),  $3/7$  (rojo) y  $5/3$  (verde) calculados sobre bandas TM iniciales.

**Lam.10.10.**

Composición en falso color con los cocientes  $2/7$  (azul),  $4/7$  (rojo) y  $5/3$  (verde) calculados sobre bandas TM iniciales.

Lam.10.11.

Segmentación de valores sobre el cociente 2/7 calculado sobre bandas estiradas y enmascarado para densidad alta de vegetación. Azul, valores bajos; magenta, valores intermedios; verde, valores altos.

## CAPITULO 11

fig.11.1.

Mapa de lineamientos.

fig.11.2.

Representación de superficies de estratificación , con ángulos de buzamiento codificados en color y diagramas de contornos sobre proyección estereográfica polar en plantilla equiárea de Schmidt, hemisferio inferior, en regiones señaladas.

fig.11.3.

Representación de superficies de esquistosidad hercínica principal, con ángulos de buzamiento codificados en color y diagramas de contornos sobre proyección estereográfica polar en plantilla equiárea de Schmidt, hemisferio inferior, en regiones señaladas.

fig.11.4.

Representación de lineaciones de intersección entre superficie de estratificación y superficie de esquistosidad hercínica principal, con ángulos de buzamiento codificados en color y diagramas de contornos sobre proyección estereográfica en plantilla equiárea de Schmidt, hemisferio inferior, en regiones señaladas.

**fig.11.5.**

**Representación de ejes de pliegues, con ángulos de buzamiento codificados en color, y diagramas de contornos sobre proyección estereográfica en plantilla equiáreal de Schmidt, hemisferio inferior, en regiones señaladas.**

**fig.11.6.**

**Representación de lineaciones de intersección entre superficie de esquistosidad de crenulación subhorizontal hercínica tardía y superficie de esquistosidad hercínica principal, con ángulos de buzamiento codificados en color y diagramas de contornos sobre proyección estereográfica en plantilla equiárea de Schmidt, hemisferio inferior, en regiones señaladas.**

**fig.11.7.**

**Corte estructural en dirección SSO-NNE entre Valencia de Alcántara y el Cerro de los Laponos (situación en fig.10.1).**

**lam.11.1.**

**Observaciones microestructurales observadas en lámina delgada y lineamientos superpuestos a una imagen Thematic Mapper, banda 3, codificadas en color (rojo, pizarras y grauvacas afectadas por metamorfismo térmico; verde, pizarras y grauvacas afectadas por metamorfismo dinámico débil).**

**lam.11.2.**

**Muestras en las que se observa desarrollo de esquistosidad de crenulación hercínica tardía subhorizontal (amarillo) superpuestas a una imagen Thematic Mapper, banda 3.**

## **1.- I N T R O D U C C I O N**

## **1.- INTRODUCCION**

### **EVOLUCION HISTORICA EN LA INTERPRETACION DE FOTOGRAFIAS E IMAGENES.**

La teledetección es una técnica desarrollada desde los años sesenta, con la puesta en órbita de la serie de satélites Apolo, que avanzó de manera notable en los setenta con la incorporación de sensores en satélites de órbita continua. Los principios de interpretación se basan en los métodos tradicionales de fotogeología, disciplina ampliamente cultivada en geología desde los años 30, y que es habitual en la práctica diaria de cualquier trabajo geológico.

A la mera observación de imágenes al modo de fotografías de mayor escala, que llegaban a visiones globales de la tierra, sucedió una forma de trabajo propiciada por el uso de ordenadores. El tratamiento digital de imágenes se ha convertido en un instrumento auxiliar imprescindible en la interpretación de las mismas, tanto en la producción de productos fotográficos a los que se incorporan tratamientos para su interpretación visual, como al análisis cuantitativo e interactivo de los datos en forma digital por el intérprete. Así se ha creado la necesidad de profesionales de la geología especialmente familiarizados con estas técnicas, que se enfocan a una amplitud de aplicaciones y campos cada vez mayor.

Los primeros sensores disponibles adolecían de una pobre resolución espacial y espectral. El Multispectral Scanner System, incorporado a los satélites Landsat, supuso un avance al contar con una unidad elemental de imagen que cubría un área de 180 por 180 m,



y contar con cuatro canales, tres de ellos en el visible y un cuarto en las longitudes de onda inferiores del infrarrojo cercano.

Esto supuso grandes avances en la cartografía de alteraciones limoníticas y estimaciones de recubrimiento vegetal.

En este trabajo se utilizan imágenes Thematic Mapper, que ofrecen una resolución espacial de 30 por 30 m., y extienden su rango espectral hasta 2.5  $\mu\text{m}$  en el infrarrojo cercano. La banda 7 de este sensor fué especialmente recomendada por los estudios espectrales de laboratorio de alteraciones hidrotermales, ya que mucho de los minerales de alteración provistos de grupos  $\text{OH}^-$  ofrecen acusadas absorciones de energía electromagnética en 2.2  $\mu\text{m}$ .

#### **LÍNEAS DE TRABAJO TRADICIONALES EN TELEDETECCION APLICADA A GEOLOGIA**

Aunque los aspectos metodológicos son de primera importancia en el desarrollo del trabajo que se describirá a continuación, se ha omitido la descripción de conceptos y métodos de los que, aunque relativamente desconocidos en la comunidad geológica, existen obras publicadas profusamente documentadas gráfica y conceptualmente, de los que un capítulo introductorio no sería más que un pobre remedo. La autora se remite, por tanto, a estas publicaciones para descripciones de la tecnología empleada.

En cambio, sí se ha considerado conveniente apuntar un panorama de los trabajos específicamente aplicados a geología que se encuadran en las dos líneas más cultivadas por la comunidad geológica que utiliza imágenes de satélite, por medio de dos síntesis bibliográficas, que pretenden ser representativas, aunque no exhaustivas. En primer lugar, las peculiaridades de la interpretación de imágenes en

geología estructural, y en segundo, la cartografía de litologías basada en las propiedades espectrales de rocas y minerales en los intervalos del visible e infrarrojo cercano del espectro de energía electromagnética.

**MARCO DE TRABAJO: ELEMENTOS GEOGRAFICOS, CONCEPTUALES Y APORTACIONES METODOLOGICAS.**

El trabajo que aquí se expone pretende una síntesis equilibrada entre el uso de tratamiento de imágenes, sistemas de información geográficos, estudios espectrales de laboratorio y técnicas convencionales, en la cartografía geológica de dos áreas del Macizo Hespérico con una problemática diferente: El Complejo intrusivo de Burguillos del Cerro, en la Zona de Ossa Morena, y el Complejo esquisto-grauváquico comprendido entre Valencia de Alcántara y Puebla de Obando (Cáceres-Badajoz), próximo al límite meridional de la Zona Centroibérica (fig.1.1).

Encuadrado en la línea de la discriminación litológica sin implicaciones estructurales se sitúa el estudio realizado en el Complejo de Burguillos del Cerro. El Complejo de Burguillos del Cerro, muy variado en los términos petrográficos aflorantes, que abarcan desde peridotitas a granitos, y con un recubrimiento vegetal relativamente abundante, permite poner a prueba la capacidad de las imágenes para reflejar diferencias espectrales cuantitativas en la discriminación litológica de rocas. Ello se realiza a base de un análisis estadístico tanto de imágenes como de medidas de reflectancia espectral tomadas en laboratorio sobre superficies de roca con distinto grado de alteración, y suelos.

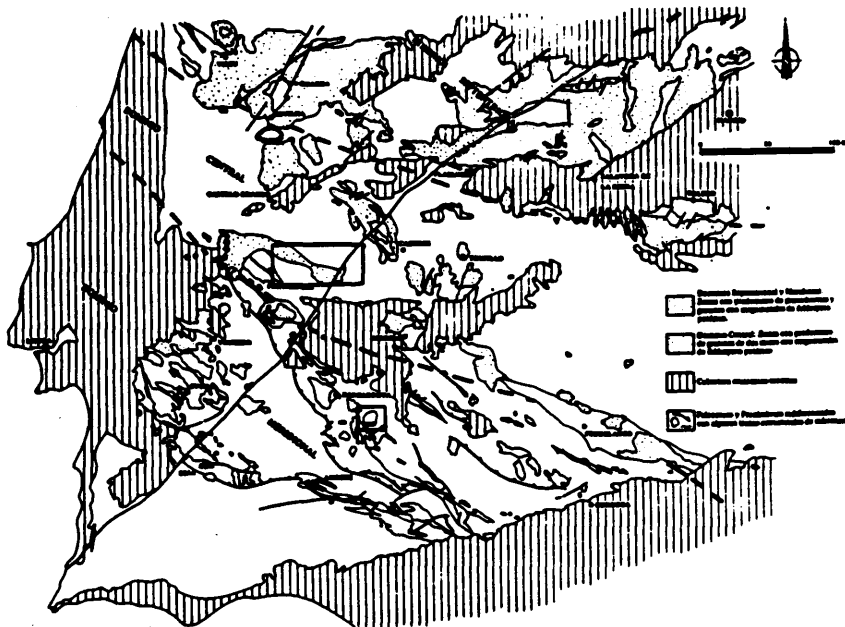


FIG. 1.1. ESQUEMA DE SITUACION DE LAS AREAS DE ESTUDIO (EN GEOLOGIA DE ESPAÑA, TOMO 1, 1983).

El Complejo esquisto-grauváquico, con su gran monotonía litológica en contacto con un cuerpo granítico, proporciona la oportunidad de analizar espectralmente rasgos sutiles por efecto de la interacción entre metamorfismo regional, térmico y dinámico. De igual modo, la representación de datos estructurales tomados en el campo por medio de un sistema de información geográfico ilustra y facilita el análisis estructural en este conjunto afectado por una historia geológica compleja, en el que las técnicas cartográficas convencionales son especialmente difíciles de aplicar.

Al análisis integrado antes descrito de lineamientos y datos estructurales de campo en el complejo esquisto-grauváquico, se ha

acompañado estimaciones de reflectancia espectral en relación a los efectos del metamorfismo dinámico débil, hecho que supone una aportación metodológica al trabajo tradicionalmente realizado con imágenes en geología estructural.

Los estudios espectrales tradicionales realizados sobre rocas toman en cuenta su composición mineralógica, y como máximo el tamaño de grano de las fracciones ensayadas si se trata de muestras molidas. Sólo se ha realizado algún estudio con un enfoque textural en carbonatos. En este trabajo, se ha ensayado la variación de reflectancia espectral en pelitas y grauvacas en función de su fábrica interna, tanto en laboratorio como en imágenes, y en relación a los efectos combinados del metamorfismo regional, térmico y dinámico. La actitud regionalmente constante de los elementos estructurales más importantes de la fábrica interna de las rocas en el área de estudio no permite su generalización a la cartografía de zonas en que esta actitud varíe, pero abre indudablemente un campo de aplicación en el uso de imágenes en geología estructural inexplorado hasta el momento por la comunidad científica internacional.

El uso de imágenes en geología es objeto de debate actualmente, en gran parte por la novedad de su difusión, y la relativa desinformación sobre las capacidades y limitaciones que pueden aportar al conocimiento geológico de un país que ya cuenta con un cierto bagaje cartográfico como es España. Sólomente la generalización en el uso de estas imágenes por geólogos no especializados, a semejanza de las fotografías aéreas, pondrá en su justo término esta polémica. Mientras tanto, este trabajo intenta reconciliar en parte una formación intensa en técnicas especializadas no accesibles al geólogo medio hoy día, con otras mejor conocidas, en un contexto regional geológicamente preciso.

Puesto que los ámbitos de cada capítulo difieren tanto en contexto geológico como en técnicas empleadas, cada uno comienza con una introducción en la que se mencionan los elementos conceptuales más importantes a recordar, aunque su descripción se haya hecho más extensamente en otros apartados. Asimismo, se hace mención de los aspectos más relevantes al final de los mismos, con la intención de facilitar una lectura ágil.

**2.- INTERPRETACION DE IMAGENES EN GEOLOGIA  
ESTRUCTURAL. LINEAMIENTOS.**

## **2. INTERPRETACION DE IMAGENES EN GEOLOGIA ESTRUCTURAL. LINEAMIENTOS.**

### **INTRODUCCION**

La aparición de imágenes tomadas desde satélite, ya por métodos ópticos como electrónicos, supuso un cambio en la interpretación de fotografías aéreas en geología.

La escala es la primera diferencia, que permite la generalización de observaciones fragmentarias realizadas sobre mapas geológicos o fotografía aérea, y el seguimiento directo de rasgos mayores que pueden prolongarse en grandes distancias.

La segunda es la disponibilidad de datos cuantitativos de reflectancia en distintos intervalos de longitudes de onda correspondiente a la superficie terrestre en forma digital, que permite su tratamiento en ordenador, y la cartografía litológica de distintos materiales basados en sus propiedades espectrales.

En este capítulo hablaremos solamente de las aplicaciones de imágenes a geología estructural, describiendo algunos estudios que se realizan sobre los polémicos lineamientos. El análisis de lineamientos incorporado en el trabajo realizado sobre el Complejo esquisto-grauváquico en relación con datos estructurales de campo, y reflectancia espectral observada en imágenes se describe más adelante.

## **LINEAMIENTOS: DEFINICION Y SIGNIFICADO**

Las imágenes tomadas por satélites permitieron por primera vez observar bajo un punto de vista único vastas extensiones de la superficie terrestre. Así se descubrieron un número de rasgos lineares no cartografiados con anterioridad en áreas geológicamente conocidas.

Estos rasgos, denominados lineamientos, consisten en alineaciones de estructuras morfológicas regionales, tales como cursos de drenaje, escarpes y cadenas montañosas, además de diferencias tonales, que en muchos casos expresan fallas o zonas de fractura, bordes entre dominios geológicamente diferentes, o contactos litológicos.

La literatura adopta el término lineal para designar una gran variedad de elementos con diferente significado. Teniendo en cuenta sólo aquellos referidos a órdenes de escalas superiores a la mesoscópica, que son los observable en imágenes de satélite, se han referido como lineamientos no sólo a rasgos morfológicos (HOBBS, 1904), sino líneas sismotectónicas, y alineaciones observadas en medidas aeromagnéticas, gravimétricas o isopacas.

Tomaremos el término lineamiento según la definición de O<sup>2</sup>LEARY (1976), como un rasgo de la superficie simple o compuesto, cuyas partes se alinean de modo rectilíneo o ligeramente curvo, y que se distingue claramente de las formas en las zonas adyacentes, representando presuntamente un fenómeno subterráneo. No debe atribuirse significado genético a los rasgos de cualquier tipo nombrados como



lineamiento, tratándose de una denominación meramente descriptiva que sólo puede interpretarse en su contexto geológico.

Puesto que los datos en los que se cartografían lineamientos en este trabajo son imágenes tomadas desde satélites u otras plataformas a distintas alturas sobre la superficie simulando fotografías, los lineamientos representan cambios de tono, textura o formas presentados por la superficie terrestre.

Se han realizado muchos intentos de clasificación de lineamientos respecto a su origen, forma de expresión, o magnitud. Los rasgos visibles en imágenes de satélite suelen indicar la geometría general de pliegues y fallas, y los contactos de grandes unidades litológicas.

Los lineamientos de mayor longitud señalan los bordes de elementos estructurales regionales, e incluso atraviesan los límites entre zonas con distintos estilos estructurales. Pueden ser discontinuos y difusos, y cada uno de los trazos de su recorrido se manifiesta según valles, crestas o líneas que separan distintos tipos de suelo, o cambios tonales asociados a un contenido distinto de humedad, o a distintas asociaciones de especies vegetales. Muchos de estos lineamientos coinciden con el trazado de grandes fallas, coincidentes con alineaciones de anomalías magnéticas y gravimétricas.

La precisión en la observación de la magnitud de rasgos es función de la escala, el sensor, y el mismo observador. Sólo la comparación cuidadosa de imágenes a distintas escalas, y provenientes de distintos sensores, además de su inserción en su contexto

geológico, garantiza una jerarquización razonable sobre la importancia y significado de los lineamientos observados en ellas.

#### **FACTORES QUE INFLUYEN EN LA CARTOGRAFIA DE LINEAMIENTOS**

La altura de vuelo de la plataforma, las características del sensor y las condiciones de la superficie registrada influyen en el aspecto que las imágenes ofrecen para la cartografía de lineamientos (GOETZ y ROWAN, 1981).

Uno de los factores más importantes es la relación angular entre la dirección del rasgo a cartografiar y la dirección de iluminación de la fuente de energía. De modo general, los rasgos paralelos a la fuente de energía aparecerán difusos en relación a los que se disponen perpendiculares a ellos. Los ángulos de iluminación moderadamente bajos contribuyen a realzar diferencias topográficas leves. Por ello se suelen preferir imágenes registradas en invierno cuando se utilizan datos tomados por sensores pasivos, ya que el ángulo de incidencia de la radiación solar es menor.

Los sensores que describen una trayectoria sinmeridiana sincronizada con el sol, como los Landsat o Spot, presentan la limitación de disponer de una única dirección para la fuente de iluminación. Las cartografías realizadas sobre imágenes obtenidas por estos sensores mostrarán una distribución parcial provocada por la iluminación en dirección constante.

Los sistemas de radar de enfoque lateral (SLAR) evitan esta limitación al disponer de una fuente de energía que se emite en forma de pulsos hacia la superficie, y recoger una señal de

respuesta. El azimut y el ángulo de iluminación registradas dependen de la dirección y el ángulo de iluminación del sistema.

Ya que el costo de los datos SLAR es elevado, los parámetros de vuelo tales como dirección, ángulo de depresión y longitud de onda de la radiación emitida, deben ajustarse al estilo estructural, relieve topográfico y recubrimiento vegetal del área de estudio. Al tratarse de ondas de radar, las imágenes SLAR presentan la ventaja de penetrar la cubierta nubosa.

En regiones con recubrimiento vegetal denso, los estudios de lineamientos combinados con datos geofísicos han proporcionado las mejores pruebas sobre la existencia de fracturas mayores.

#### **PRECISIONES SOBRE LOS METODOS MANUALES DE CARTOGRAFIA DE LINEAMIENTOS**

El apartado anterior se refiere a las limitaciones impuestas en la cartografía de lineamientos por el sensor o las imágenes utilizadas, además de las condiciones fisiográficas de la zona de estudio. Sin embargo, el intérprete introduce variaciones nada desdeñables en el trazado de rasgos sobre imágenes.

Varios experimentos utilizando distintos intérpretes (SIEGAL y SHORT, 1977) sin conocimiento previo del área, ni información sobre las características fotogeológicas que debería reunir un lineamiento para ser calificado como tal, y utilizando distintas imágenes, revelaron grandes variaciones en cuanto al número, longitud, coincidencia y orientación de los lineamientos cartografiados.

La evaluación de los tres primeros conceptos es extraordinariamente baja en todos los casos, primando las variaciones en función del intérprete sobre las debidas a las distintas imágenes estudiadas. La evaluación estadística de orientaciones ofrece una mejor correlación entre observadores. También es de reseñar que en imágenes que presentaban una orientación estructural fuerte de los rasgos presentes en la misma, el índice de coincidencia de lineamientos cartografiados por distintos intérpretes aumenta considerablemente. El escaso número de lineamientos cartografiados por todos los observadores coincide, naturalmente, con aquellos que tienen una expresión más evidente en las imágenes.

Cuando los intérpretes poseen una definición clara del concepto de lineamiento, y una descripción de las condiciones fotogeológicas que pueden definirlo (PODWYSOCKI et al., 1975), los resultados obtenidos siguen siendo pobres en cuanto al número, longitud y coincidencia de lineamientos cartografiados por distintos intérpretes, pero sí aumenta considerablemente la similitud en la orientación de los lineamientos cartografiados.

Estos estudios ilustran sobre el enorme grado de subjetividad que la cartografía manual de lineamientos, y las precauciones con que han de compararse cartografías de lineamientos realizadas por observadores distintos. El índice de subjetividad puede reducirse utilizando una red Ronchi, que sirve a modo de filtro, y las evaluaciones a base de diagramas en rosa representativos de orientaciones, sin omitir la visión estereoscópica (GOLD, 1980).

Además de la evaluación estadística, el filtrado producido por un intérprete situado en el contexto geológico del área de estudio,

y con un bagaje teórico suficiente sobre el significado de los rasgos a resaltar, puede ser la aportación más definitiva a una cartografía de lineamientos geológicamente útil (WISE, 1982).

#### **MÉTODOS DIGITALES DE CARTOGRAFIA DE LINEAMIENTOS**

Las imágenes obtenidas con satélites contienen a veces rasgos lineares que no reflejan características de la superficie de la tierra, sino que se deben a defectos de funcionamiento del sensor o variaciones en la plataforma a la que va incorporado. Esto obliga a una serie de tratamientos cosméticos y geométricos previos a cualquier análisis con significado geológico (JENSEN, 1986). Estos tratamientos modifican el aspecto de la imagen, de modo que la selección del procedimiento adecuado en función de la rugosidad y especial morfología del área que cubre no es una labor que pueda uniformizarse para todas ellas (CHAVEZ y BAUER, 1982).

La subjetividad mencionada en el apartado anterior en la cartografía de lineamientos ha provocado distintos intentos de extracción automática de rasgos lineares en imágenes. Pueden citarse los filtros direccionales, las derivadas calculadas sobre imágenes, los algoritmos de realce de bordes, y algoritmos detectores de líneas. De modo empírico, se han seguido procedimientos secuenciales que combinan la aplicación de filtros suavizantes y direccionales en distintas etapas (MOORE y WALTZ, 1980) para producir imágenes en que aparezcan rasgos lineares en direcciones preferentes.

Ya que la longitud de los lineamientos es uno de los factores en discordia, también se han diseñado procedimientos para resaltar lineamientos de mayor continuidad (CHAVEZ, BERLIN y ACOSTA, 1976),

o, por el contrario, de corta longitud. Para ello se utilizan no solamente imágenes en blanco y negro, sino en color.

La monoscopia de la mayor parte de las imágenes producidas por sensores pasivos, con la excepción de SPOT y SOYUZ, también puede superarse por procedimientos digitales. Utilizando dos imágenes monoscópicas TM contiguas con un solapamiento del 50% (SIMARD y SLANEY, 1986), se ha realizado un modelo digital de elevación del terreno (DEM) que ha sido registrado con un mapa geológico digitalizado. El conjunto puede someterse a vistas simuladas desde distintas posiciones geográficas y con distinto ángulo de inclinación, que permiten observaciones complementarias en función del relieve. Los ángulos de visión oblicuos han demostrado mayores posibilidades de expresión en rasgos con ligeros desniveles verticales, tan corrientes en los movimientos tectónicos recientes (CLUFF y SLEMMONS, 1972).

#### **ANALISIS INTEGRADO DE IMAGENES Y DATOS TOPOGRAFICOS, GEOPISICOS Y GEOQUIMICOS.**

La misma definición de lineamiento, y su geometría sugiere su aparición no sólo en imágenes, sino en datos numéricos obtenidos por otro tipo de sensores instalados en plataformas a cierta altura sobre el suelo.

Las imágenes de satélite son distribuciones bidimensionales de datos numéricos comprendidos entre 0 y 255. Cada elemento unitario (pixel) cubre una determinada porción de la superficie terrestre, de acuerdo con la resolución espacial del sensor. Este tipo de representación digital se denomina raster (DRURY, 1987; BURROUGH, 1986).

Es inmediato tratar de superponer otros datos, del mismo modo al que se hace con imágenes del mismo sensor correspondientes a distintas longitudes de onda. Para ello, estos otros datos han de estar representados digitalmente en forma raster, y con una resolución espacial similar a la de las imágenes.

El análisis interactivo de capas de información diferentes se realiza por medio de Sistemas de Información Geográficos, que permiten almacenar cualquier tipo de dato referido a un sistema de coordenadas geográficas, y su conversión a distintos formatos y modos.

Los datos no geológicos más inmediatos utilizados por geólogos son los topográficos. La disponibilidad de datos de elevación sobre el nivel del mar en una red de coordenadas geográficas ha conducido a la elaboración de modelos digitales de elevación del terreno. Su estudio por métodos digitales es complementario con el análisis de lineamientos, y permite cualificarlos en función de su expresión morfológica.

El examen conjunto de datos aeromagnéticos y gravimétricos es antiguo en la interpretación de lineamientos. Estos datos se incorporan como una capa de información más en el Sistema de Información Geográfico (HASTINGS, 1983). La topografía digitalizada se utiliza para corregir las gravimetrías, así como las imágenes de radar de apertura sintética (SAR). Hay que mencionar las enormes posibilidades en los estudios de erosión por su capacidad para generar de manera relativamente rápida mapas de pendientes y mapas de orientación de pendientes.

La incorporación de resultados de análisis geoquímicos es tradicional en estudios de exploración minera. La coincidencia de concentraciones elevadas de distintos elementos con lineamientos cartografiados en imágenes u otros datos, es una de las técnicas más consolidadas. Además de los análisis de muestras de superficie, los vuelos radiométricos han proporcionado una fuente más de posibles correlaciones en alineaciones o distribuciones comparativamente más abundantes en determinados elementos, con rasgos observados en imágenes.

Todos estos datos tienen en común una gran similitud en el tratamiento necesario para convertirlos en información cartográficamente comprensible y geológicamente utilizable.

#### **RESUMEN**

La visión de grandes áreas de la corteza terrestre bajo un punto único de iluminación ha permitido la generalización de cartografías regionales, y el seguimiento de grandes rasgos cuya continuidad se deducía indirectamente con anterioridad. Aportan en ocasiones rasgos nuevos no detectables por medios convencionales.

Los rasgos lineares observados en imágenes corresponden a características morfológicas de la superficie terrestre, además de cambios de humedad o recubrimiento vegetal que pueden significar límites entre unidades litológicas o regiones con distinto estilo estructural, o fracturas con mayor o menor extensión en profundidad.



La cartografía manual de lineamientos adolece de subjetividad en función del intérprete en cuanto a número, longitud y posición geográfica de los mismos. Las orientaciones ofrecen mayor fiabilidad, por lo que se aconseja el uso de diagramas en rosa para su evaluación.

Distintos procedimientos digitales permiten la cartografía automática de rasgos lineares, tanto en cuanto a su dirección como a su longitud y frecuencia, así como la simulación de estereoscopia y variación en el ángulo de iluminación en imágenes monoscópicas.

Los Sistemas de Información Geográficos permiten el análisis combinado de imágenes de satélite, elevaciones, datos geofísicos y geoquímicos, que enriquecen la interpretación del significado geológico de la variabilidad en reflectancia espectral, morfología, composición química, y otras propiedades físicas de los materiales que aparecen en la superficie terrestre.

**3.- PROPIEDADES ESPECTRALES DE ROCAS Y CAR-  
TOGRAFIA LITOLOGICA EN EL VISIBLE E IN-  
FRARROJO CERCANO**

### **3. PROPIEDADES ESPECTRALES DE ROCAS Y CARTOGRAFIA LITOLOGICA EN EL VISIBLE E INFRARROJO CERCANO .**

#### **INTRODUCCION**

La interacción entre energía electromagnética y materia se refleja en una respuesta diversificada que responde a las propiedades espectrales de dicha materia. La energía electromagnética así reflejada o emitida se capta por distintos sensores embarcados en plataformas elevadas sobre la superficie a detectar, y las señales registradas por los mismos se reproducen generalmente en forma de imágenes. La diversidad en valores cuantitativos (números digitales) en las imágenes expresa la diferencia en las propiedades espectrales de la superficie correspondiente.

La cartografía de distintas unidades geológicas, o la mayor o menor abundancia de determinados minerales en un área, se realiza combinando métodos de reconocimiento de formas fotogeológicos, de modo estrictamente visual, y el tratamiento digital de imágenes, manipulando cuantitativamente los números digitales.

En este capítulo se omitirá la descripción, tanto de las bases físicas de los procedimientos utilizados para el diseño de sensores, como de las técnicas de tratamiento digital utilizadas para la cartografía geológica, en los que existen síntesis bien conocidas en la literatura (SABINS, 1987; LILLESAND y KIEFER, 1987; SIEGAL y GILLESPIE, 1980; DRURY, 1987; AARON et al., 1983; SCHOWENGERDT, 1983), para centrarse en las propiedades espectrales de minerales y rocas en los intervalos del visible y del infrarrojo cercano del espectro de energía electromagnética de reflexión basados en datos radiométricos de campo y laboratorio.

El trabajo que se describe en capítulos posteriores consiste en el uso de imágenes en cartografía de rasgos geológicos. La resolución espacial de las imágenes utilizadas sólo permite el reconocimiento de formaciones a gran escala, por lo que se toma como objeto de descripción las propiedades espectrales de rocas, y se mencionan minerales sólo en tanto en cuanto contribuyen a definir rasgos característicos de las propiedades espectrales de las rocas en las que están contenidos.

#### DESARROLLO DE INSTRUMENTOS

Los estudios de laboratorio enfocados hacia minerales y rocas en el visible e infrarrojo cercano no tomaron entidad hasta el comienzo de los años 60, en que HUNT comenzó trabajos sistemáticos utilizando espectroscopios. La radiometría de campo, complementaria a los estudios de laboratorio en la interpretación de datos tomados desde plataformas suspendidas sobre la superficie terrestre en condiciones muy diferentes a las reinantes en experimentos de laboratorio, se inició en los años 60 con el diseño y puesta a punto de varios instrumentos (CRONIN, 1967; FRIEDMAN et al., 1969), cuyo calibrado no se perfeccionó hasta los años 80 (LONGSHAW, 1976).

Los primeros radiómetros, que registraban energía electromagnética en bandas anchas (100 nm) similares a las de los sensores embarcados en los satélites Landsat, han evolucionado hacia bandas estrechas del orden de 4 nm desde el ultravioleta hasta el infrarrojo cercano (fig.3.1).

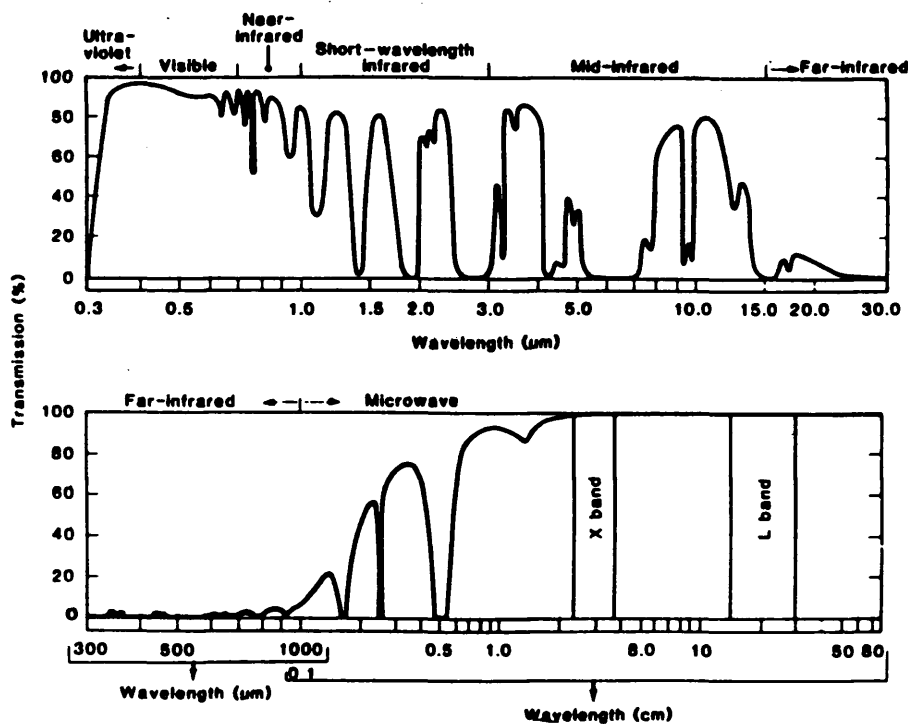


FIG. 3.1. ESPECTRO DE ABSORCIÓN GENERALIZADA DE LA ATMÓSFERA EN EL CENIT Y  
DENOMINACIÓN DE SUS REGIONES ESPECTRALES (IN GOETZ Y ROMAN, 1981)

El estudio de las medidas efectuadas, tanto en el campo como en el laboratorio, sobre minerales y rocas de composición petrográfica, mineralógica y textural suficientemente conocidas, hizo avanzar notablemente la interpretación de imágenes tomadas desde plataformas elevadas sobre la superficie de la tierra (GOETZ, VANE, SOLOMON y ROCK, 1983).

Los estudios de radiometría de laboratorio y campo orientaron el diseño de instrumentos aeroportados de alta resolución espectral, como el SMIRR (Shuttle Multispectral Infrared Radiometer), con diez canales entre 0.5 y 2.5  $\mu\text{m}$ , o el HHRR (Hand-held Ratioing Radiometer), con filtros intercambiables en el mismo intervalo de longitudes de onda.

## FACTORES COMPOSICIONALES FUNDAMENTALES EN LAS PROPIEDADES ESPECTRALES DE MINERALES Y ROCAS

La reflectancia espectral de minerales y rocas es resultado de distintas propiedades físicas y químicas características en distintos intervalos de longitudes de onda del espectro de energía electromagnética. La estructura cristalina define la existencia de niveles de energía en los iones que la forman. Estos niveles producen absorciones de energía electromagnética en longitudes de onda definidas (GOETZ, ROCK y ROWAN, 1983).

En longitudes de onda del visible inferiores a  $1\ \mu\text{m}$ , las absorciones se deben a la presencia de elementos de transición. Los intercambios electrónicos entre cationes cercanos crean absorciones en longitudes inferiores a  $0.4\ \mu\text{m}$  por trasferencias de carga.

El hierro, elemento de transición más abundante en la corteza, es responsable de la mayor parte de las absorciones registradas en el visible. La banda de trasferencia electrónica del catión férrico  $\text{Fe}^{3+}$  produce absorciones entre  $0.3$  y  $0.6\ \mu\text{m}$ , mientras que son las transiciones electrónicas entre los cationes ferroso  $\text{Fe}^{2+}$  y férrico las responsables de las absorciones entre  $0.8$  y  $1\ \mu\text{m}$ . Estas dos características, junto con el aumento de reflectancia hacia longitudes de onda más largas, se utiliza para detectar abundancia de materiales ferruginosos (ROWAN et al, 1976; ROWAN et al., 1977).

En el infrarrojo cercano ( $1\text{-}2.5\ \mu\text{m}$ ), los sobretonos de las vibraciones producidas por los aniones  $\text{OH}^-$  producen una absorción en  $2.74\ \mu\text{m}$ . Los minerales con aniones hidroxilo, tales como las arcillas o las micas, experimentan un descenso en la reflectancia

global a partir de 2  $\mu\text{m}$ , que sirve para identificarlas en radiómetros de banda ancha (ABRAMS et al, 1977).

Los filosilicatos con aniones  $\text{OH}^-$  que ligan capas de grupos silicatados producen absorciones estrechas entre 2.1 y 2.4  $\mu\text{m}$  por los sobretonos del enlace entre Al-OH y Mg-OH.

Otras absorciones entre 1.4 y 1.9  $\mu\text{m}$  permiten distinguir entre minerales que contienen agua por hidratación (montmorillonita, yeso, cuarzo), de los que presentan iones  $\text{OH}^-$  ligados a su estructura cristalina (moscovita, caolinita) (HUNT y ASHLEY, 1979). Sin embargo, en estos intervalos de longitudes de onda se producen absorciones por el agua contenida en la atmósfera, por lo que su detección es imposible en imágenes obtenidas desde satélite sobre la superficie terrestre.

Los carbonatos presentan varias absorciones escalonadas entre 1.6 y 2.5  $\mu\text{m}$ , debidas a las combinaciones y sobretonos de las cuatro vibraciones internas del anión carbonato  $\text{CO}_3^{2-}$ .

#### PROPIEDADES ESPECTRALES DE ROCAS

Tanto rocas como minerales no poseen una composición química y mineralógica invariable, sino que definen conjuntos con tendencias composicionales y texturales comunes. El comportamiento espectral de los mismos es función, tanto de su composición, como de la opacidad de sus granos, la forma y tamaño de los mismos, o la geometría de la iluminación del instrumento utilizado.

La mayor parte de los primeros estudios de espectroscopía en materiales terrestres o lunares consisten en el estudio de muestras

aisladas de su contexto geológico desde una perspectiva mineralógica o meramente espectroscópica. HUNT y SALISBURY (1970-1976) recopilaron medidas espectrales en minerales y rocas agrupados con criterios mineralógicos y petrológicos, evaluando los efectos añadidos de factores no composicionales. Todas sus medidas se realizaron sobre distintas fracciones con tamaños de partículas homogéneas provenientes de la molienda de muestras utilizando un espectrómetro con dispositivos de reflectancia bidireccional.

## ROCAS IGNEAS

Los factores decisivos en la respuesta espectral de las rocas ígneas es su índice de acidez, el contenido en minerales opacos, y el tamaño de grano, además de la longitud de onda de la luz incidente (ROSS, ADLER y HUNT, 1969). Señalan la región verde del espectro visible y el infrarrojo cercano como las longitudes de onda más representativas de la relación acidez/basicidad. De modo general, la reflectancia global aumenta a medida que disminuye el tamaño de grano, así como con el índice de acidez. Las rocas cristalinas intrusivas con tamaño de grano mayor presentan rasgos de absorción más claros que sus correspondientes extrusivas con tamaño de grano más fino.

### Rocas ácidas

Ni los tetraedros de silicio y oxígeno, ni los formados por aluminio y oxígeno, que constituyen los componentes minerales mayoritarios en las rocas ígneas ácidas, presentan transiciones electrónicas ni vibraciones que puedan proporcionar absorciones de reflectancia (HUNT, SALISBURY y LENHOF, 1973b). Los rasgos espectrales distintivos provienen de otros componentes, que se



manifiestan en absorciones propias del hierro, y de los iones hidroxilo o moléculas de agua.

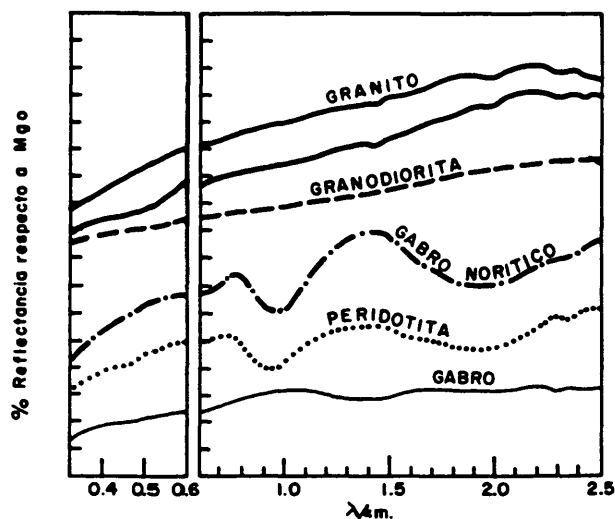
El hierro está presente en grandes proporciones en rocas básicas y ultrabásicas, pero cantidades menores presentes en las rocas ácidas son suficientes para proporcionar fuertes rasgos de absorción en 1.0  $\mu\text{m}$ .

Los rasgos debidos a la presencia de iones  $\text{OH}^-$  (1.4, 1.9 y 2.5  $\mu\text{m}$ ) se expresan mejor en las rocas ácidas, y su intensidad indica el grado de acidez. Estos rasgos se ven acentuados por la presencia de agua en inclusiones fluidas microscópicas en los granos de cuarzo y de ortoclasa.

El agua presente en las inclusiones fluidas acelera la alteración de feldespatos a sericita, que se manifiesta en la aparición o intensificación de absorciones asociadas a los iones  $\text{OH}^-$  (2.2  $\mu\text{m}$ ). Como consecuencia, las rocas alteradas presentan curvas espectrales muy diferentes a las rocas frescas.

Los granitos (fig.3.2) pueden considerarse representativos de las rocas ácidas en su comportamiento espectral. Presentan una reflectancia elevada que aumenta al disminuir el tamaño de grano de las partículas, a la vez que se difuminan los rasgos de absorción.

La presencia de ciertas cantidades de minerales opacos en los granitos más oscuros produce una disminución de la reflectancia global, y un debilitamiento de los rasgos de absorción característicos. La reflectancia global sigue aumentando a medida que disminuye el tamaño de grano.



in HUNT, SALISBURY y LENHOFF (1970, 1973, 1974)

FIG. 3.2. CURVAS ESPECTRALES DE ROCAS IGNEAS EN EL VISIBLE E INFRARROJO CERCANO

(in HUNT, SALISBURY Y LENHOF, 1973 B, 1973 C Y 1974).

### Rocas intermedias

Al igual que en las rocas ácidas, son los minerales accesorios los responsables de las absorciones más prominentes en las rocas intermedias (HUNT, SALISBURY y LENHOF, 1973c). Los más pronunciados se deben a la presencia de cationes ferroso y férrico, aunque suelen predominar los rasgos atribuidos a la presencia de iones  $\text{OH}^-$  en los minerales formados por alteración. La presencia de magnetita reduce la reflectancia global y debilita los rasgos de absorción característicos.

Se diferencian dos tendencias fundamentales en las curvas espectrales de las rocas ígneas intermedias (fig.3.2). Un primer grupo muestran curvas planas e inexpresivas. Otras ofrecen un aumento de reflectancia desde longitudes de onda cortas a largas, con absorciones en 0.7 y 1.0  $\mu\text{m}$  por la presencia de hierro, y en 1.4, 1.9 y varias entre 2.2 y 2.5  $\mu\text{m}$  por el contenido en agua y minerales con grupos  $\text{OH}^-$  en su estructura cristalina.

Las rocas intermedias se agrupan en un rango de reflectancia global más estrecho que las rocas ácidas, por la presencia de magnetita y otros minerales félicos, como biotita y hornblenda. Sus componentes minerales fundamentales, feldespato potásico y plagioclasa, no proporcionan rasgos espectrales distintivos. La microclina, que contiene catión férrico por exholución, da lugar a absorciones típicas del hierro, así como la alteración de plagioclasa. Biotita y hornblenda también contribuyen a las absorciones por hierro en 0.6 y 1.0  $\mu\text{m}$ . Las absorciones en 1.4 y 1.9  $\mu\text{m}$  se deben a minerales accesorios con iones  $\text{OH}^-$ .

#### Rocas básicas y ultrabásicas

Las rocas básicas presentan los rangos de reflectancia global más bajos de las rocas ígneas, por su mayor contenido en minerales opacos y félicos (HUNT, SALISBURY y LENHOF, 1974). Por el contrario, la mayor cristalinidad de las rocas ultrabásicas, y su menor contenido en opacos, hace que presenten una reflectancia superior a las rocas básicas, así como rasgos de absorción mejor definidos.

Las curvas relativamente planas de las rocas básicas ofrecen débiles y amplias absorciones por la presencia de hierro en olivino y hiperstena (fig.3.2). En casos, aparecen absorciones en 1.4 y 1.9

$\mu\text{m}$  por la aparición de minerales producidos por procesos de meteorización en las plagioclasas, o por la existencia de agua en sus inclusiones fluidas. De modo general, y con la excepción de los gabros noríticos, muestran reflectancias muy bajas.

Las rocas ultrabásicas ofrecen una reflectancia global intermedia entre las rocas ígneas ácidas e intermedias, excepto si tienen contenidos elevados de magnetita. Los anfíboles dominan las marcadas absorciones en 0.45 y 1.0  $\mu\text{m}$ , que se deben al catión ferroso  $\text{Fe}^{2+}$  y en 1.4 y 2.35  $\mu\text{m}$  por los iones  $\text{OH}^-$  de su estructura cristalina.

#### ROCAS SEDIMENTARIAS

Las rocas sedimentarias han recibido mucha menos atención que las rocas ígneas, puesto que los estudios espectrales orientados a la identificación de materiales comenzaron con el programa Apolo sobre sustancias lunares, más similares a las rocas ígneas. Poseen rasgos espectrales bien definidos, sólo oscurecidos por la presencia de materia carbonosa opaca.

Los grupos de sus componentes minerales que dan absorciones características son el anión carbonato, sea como componente principal en calizas o como cemento en rocas detríticas silíceas, las arcillas formadas por procesos de meteorización, con sus grupos  $\text{OH}^-$  y moléculas de agua incorporadas, y las pátinas de oxidación, que proveen las absorciones características del hierro (HUNT y SALISBURY, 1976a).

Los aniones carbonato  $\text{CO}_3^{2-}$  producen mínimos de reflectancia característicos en 2.35, 2.5 y 2.6  $\mu\text{m}$ , por sobretonos y combinaciones de sobretonos de los enlaces simétricos y asimétricos entre

el átomo de carbono y los átomos de oxígeno. También aparecen absorciones más débiles en 1.9, 2.2, y 2.0  $\mu\text{m}$ .

Las arcillas proveen absorciones por sus grupos  $\text{OH}^-$  en 1.4, 2.2 y 2.3  $\mu\text{m}$ . Las moléculas de agua por hidratación se reflejan en absorciones en 1.4 y 1.9  $\mu\text{m}$ .

Los procesos de oxidación por meteorización producen óxidos e hidróxidos de hierro señalados por absorciones en 1.0  $\mu\text{m}$  por el catión ferroso  $\text{Fe}^{2+}$ , y la característica caída de reflectancia hacia el azul y absorciones en 0.5 y 0.86  $\mu\text{m}$  del catión férrico  $\text{Fe}^{3+}$ .

#### Calizas

Las calizas presentan mínimos en 2.3 y 2.35  $\mu\text{m}$  (fig.3.3) por efecto del anión carbonato, acompañados de una absorción más débil en 2.0  $\mu\text{m}$ . Con una expresión más débil, se reconocen rasgos de la presencia de grupos  $\text{OH}^-$  y moléculas de agua.

El rasgo más interesante se debe a los efectos de la sustitución de hierro  $\text{Fe}^{2+}$  por magnesio  $\text{Mg}^{2+}$  en dolomías, que se traduce en una absorción en 1.04  $\mu\text{m}$ , y que servirá para distinguir calizas de dolomías.

#### Areniscas

Los granos detríticos de cuarzo, y el cemento silíceo que los consolida, componentes fundamentales de las areniscas, no producen rasgos de absorción de reflectancia (fig.3.3). Sin embargo, las areniscas incluyen con frecuencia arcillas, con absorciones en 1.4, 1.9 y 2.2  $\mu\text{m}$ , cementos calcáreos que recogerán los mínimos antes

descritos en las calizas correspondientes al anión carbonato, y pátinas de oxidación, reflejadas en la caída de reflectancia hacia el azul, y mínimos en 0.5, 0.8 y 1.0  $\mu\text{m}$ .

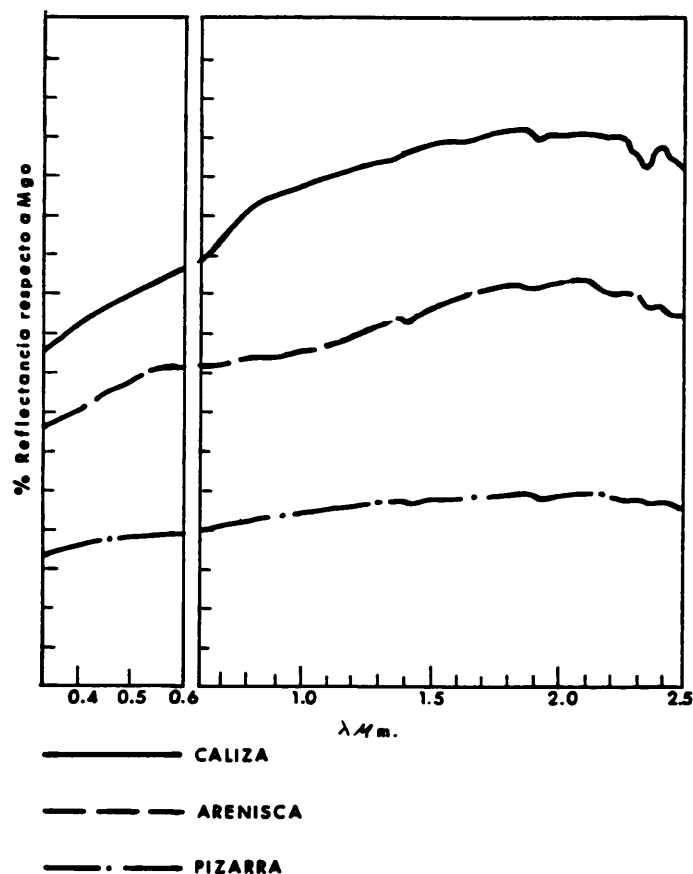


FIG. 3.3 CURVAS ESPECTRALES DE ROCAS SEDIMENTARIAS EN EL VISIBLE E INFRARROJO CERCANO  
(in HUNT Y SALISBURY, 1976 a).

### Pizarras

La abundancia de materia arcillosa en estas rocas detríticas de grano fino, y la presencia de carbonatos en caso de que las partículas detríticas estén cementadas por precipitados calcáreos, proporciona absorciones de reflectancia descritas anteriormente. Sin embargo, el ambiente reductor de las cuencas en las que se forman estas rocas, rico en materia orgánica, produce con frecuencia

material carbonoso opaco que enmascara estos rasgos de absorción distintivos.

De modo peculiar, en el caso de que haya grupos  $\text{OH}^-$ , siempre despliegan simultáneamente las absorciones en  $2.2 \mu\text{m}$  asociadas a huecos dioctaédricos, y en  $2.3 \mu\text{m}$ , asociadas a huecos trioctaédricos (fig.3.3). El reconocimiento de la presencia de estos rasgos se ve dificultado si coexisten con carbonatos.

También suelen presentar los mínimos típicos de las transiciones electrónicas de los cationes férrico a ferroso.

#### ROCAS METAMORFICAS

Las rocas metamórficas, al igual que las sedimentarias, muestran absorciones distintivas, sólo oscurecidas por la presencia de sustancias opacas, como grafito, magnetita o materia carbonosa.

Los aniones carbonato en el caso de los mármoles, los grupos  $\text{OH}^-$  presentes en las arcillas producidas por meteorización, las moléculas de agua en inclusiones fluidas, y ocasionalmente los aniones borato, son los elementos que proporcionan absorciones de reflectancia en estas rocas (HUNT, SALISBURY y LENHOF, 1976b). Todos ellos producen mínimos en longitudes de onda superiores a  $1.3 \mu\text{m}$ , muchos de ellas fuera del infrarrojo cercano que enmarca el resumen que se presenta.

Los boratos presentan fuertes mínimos repartidos irregularmente de forma peculiar entre  $0.3$  y  $1.4 \mu\text{m}$ . Las transiciones entre manganeso, hierro y titanio producen mínimos entre  $0.46$  y  $0.5 \mu\text{m}$ .

Aparece de forma más o menos frecuente un mínimo en  $0.625 \mu\text{m}$ , que ha sido interpretado de forma muy variada en función del mineral en el que se observaba.

### Mármoles

Los mármoles presentan las absorciones típicas del anión carbonato, y con frecuencia las del hierro (fig.3.4). En los mármoles dolomíticos se produce el mínimo en  $1.04 \mu\text{m}$  por sustitución del hierro por magnesio.

### Cuarcitas

Las cuarcitas deben la mayor parte de sus mínimos a las impurezas de óxidos de hierro, calcita, y arcillas, así como al agua en inclusiones fluidas en los granos de cuarzo (fig.3.4).

Las arcillas recristalizan con frecuencia en clorita, ofreciendo mínimos en  $0.45$  y  $0.625 \mu\text{m}$  a causa del  $\text{Cr}^{3+}$  que ocupa huecos de  $\text{Al}^{3+}$  (WOOD y NASSAU, 1968).

### Neises

Estas rocas de grano grueso, con una textura en bandas en las que abundan selectivamente cuarzo y feldespato, o minerales micáceos, dispuestas en capas, proporciona respuestas espectrales diversas debido a su heterogeneidad composicional (fig.3.4).

La clorita proporciona débiles rasgos asociados a los cationes ferroso y férrico en  $0.7$ ,  $0.85$  y  $1.1 \mu\text{m}$ , otros más acusados en  $1.4$ ,  $1.9$  y  $2.2 \mu\text{m}$  por los grupos  $\text{OH}^-$ , así como los mínimos en  $0.45$  y



0.625  $\mu\text{m}$  por sustitución de cromo  $\text{Cr}^{3+}$  en huecos de aluminio  $\text{Al}^{3+}$  reñados en cuarcitas.

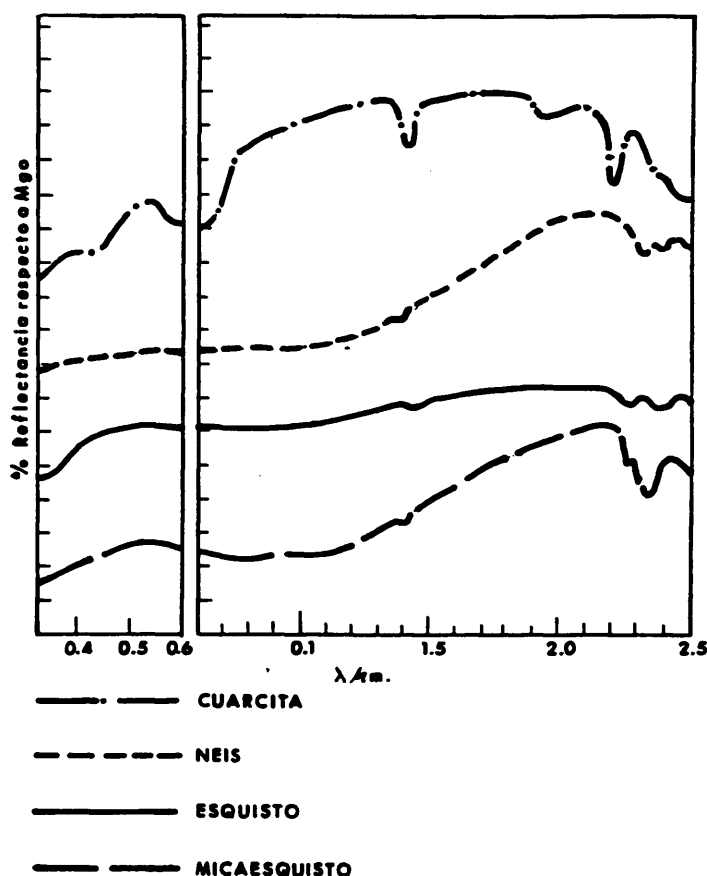


FIG 3.4. CURVAS ESPECTRALES DE ROCAS METAMORFICAS EN EL VISIBLE E INFRARROJO CERCANO

(in HUNT Y SALISBURY, 1976 b)

En caso de que la cristalización no haya sido suficientemente intensa como para eliminar las inclusiones fluidas, aparecen las absorciones debidas a la presencia de agua molecular.

Minerales accesorios como la sillimanita contribuyen al mínimo en 2.2  $\mu\text{m}$ , o el anfíbol, que refuerza el mismo rasgo y los asociados al hierro.

### Filitas, esquistos y micaesquistos

Las rocas procedentes del metamorfismo de pizarras presentan una textura típica en planos con crecimiento de minerales micáceos orientados cristalográficamente paralelos a los mismos, y desarrollando una segregación composicional en dominios ricos alternativamente en cuarzo o minerales micáceos.

La presencia de micas se traduce en fuertes absorciones asociadas a los grupos  $\text{OH}^-$ , en los que el  $1.4 \mu\text{m}$  está acentuado respecto al  $1.9 \mu\text{m}$  (fig.3.4). Las absorciones son tanto más acusadas cuanto mayor la intensidad de transformaciones metamórficas ha sufrido la roca.

Minerales accesorios como turmalina o granate aportan absorciones atribuidas a los boratos, o al hierro.

### **ESTUDIOS ESPECTRALES Y DE TRATAMIENTO DE IMÁGENES ORIENTADOS A LA CARTOGRAFIA LITOLOGICA**

Como se ha reseñado anteriormente, los estudios de espectrometría de laboratorio hicieron avanzar las posibilidades de interpretación de imágenes tomadas desde plataformas elevadas a distintas alturas sobre la superficie de la tierra. HUNT comenzó sus estudios en los años 60, inicialmente orientados a rocas ígneas básicas y ultrabásicas, puesto que eran los materiales terrestres con mayores similitudes en composición y estructura a las muestras de la luna recogidas durante el programa Apolo. Su colección de medidas espectrales es el compendio más representativo disponible hasta la fecha (HUNT y SALISBURY, 1970, 1971, 1976a, 1976b; HUNT, SALISBURY y LENHOF 1971a, 1971b, 1972, 1973a, 1973b, 1973c, 1974).

ADAMS y FILICE (1967) iniciaron el estudio sistemático de rocas silicatadas molidas. ROSS, ADLER y HUNT (1969) realizaron una síntesis de propiedades espectrales en rocas básicas y ultrabásicas que sirvió de base a los trabajos de HUNT y colaboradores. Varios trabajos enfocados a la interpretación de mezclas de componentes minerales en muestras molidas en diferente cuantía (NASH y CONEL, 1974; SINGER, 1981; JOHNSON, 1983) contribuyeron a esclarecer el modo en que las asociaciones minerales de que se componen las rocas influyen en la respuesta espectral del conjunto.

El contenido en cromo de rocas ultramáficas, o su grado de serpentinización, ha recibido atención especial en estudios espectrales (HUNT y WYNN, 1979; HUNT y EVARTS, 1981).

En el resumen que precede se menciona repetidamente la importancia de la alteración de las rocas en sus respuestas espectrales. Ello ha motivado monografías sobre minerales arcillosos (LINDBERG y SNYDER, 1972). En la misma línea se ha tratado de evaluar la influencia de impurezas en forma de materia carbonosa en rocas sedimentarias (CLARK, 1983; CROWLEY, 1986). Destaca el intento de utilizar la espectrometría como instrumento petrológico en varios trabajos realizados en carbonatos con un enfoque textural (GAFFEY, 1985; CROWLEY, 1986). Como complemento a las numerosas cartografías de alteraciones limoníticas realizadas con imágenes, se realizaron también estudios de laboratorio en gossans y pseudo-gossans (RAINES y GABELL, 1982).

El potencial que las propiedades espectrales de las rocas revestían para su cartografía desde el espacio fué puesta de manifiesto (HUNT, 1979; HUNT y ASHLEY, 1979) y pronto dió lugar a su aplicación en la delimitación de rocas o abundancias relativas de

determinadas asociaciones minerales utilizando imágenes digitales y procedimientos de tratamiento de dicha información en forma digital.

Los primeros sensores instalados en plataformas sobre la superficie de la tierra sólo registraban información multiespectral en el visible, y regiones muy cercanas al mismo del infrarrojo próximo. Por ello, la mayor parte de los primeros intentos de cartografía de rocas con imágenes se concentran en la delimitación de áreas de alteración limoníticas (ROWAN et al, 1976, 1977; ABRAMS et al, 1977; SEGAL, 1982, 1983).

Como influencia de los múltiples estudios basados en rocas ultrabásicas, y su mayor contenido en hierro, también se aplicaron los mismos sensores a su cartografía, incluso en áreas muy pobladas por vegetación (RAINES y WYNN, 1982). Las ofiolitas, y su grado de serpentización han sido cartografiadas por ROTHERY (1982).

La ampliación de canales en los sensores aconsejada por los mínimos de absorción proporcionados por los minerales arcillosos y micáceos en el infrarrojo cercano (1.0-2.5  $\mu$ m), enfocó los estudios de cartografía con imágenes a las alteraciones hidrotermales (PROST, 1980; ROWAN y KAHLE, 1982; PODWYSOCKI et al, 1983; RIAZA, 1987).

Asimismo, los rasgos espectrales en el infrarrojo cercano han dado lugar a varios estudios cartográficos en rocas metamórficas (ROWAN et al, 1987; CROWLEY et al, 1989).

Las rocas básicas y sus distintos grados de alteración también han sido cartografiadas con imágenes multiespectrales en el visible y infrarrojo cercano (ABRAMS, 1986; DAVIS et al, 1987).

Es bien conocida la enorme influencia de la vegetación en la respuesta espectral de la superficie de la tierra, que ha dado lugar a la toma de medidas espectrales de laboratorio en plantas nativas para la interpretación de imágenes (MILTON, 1983). Incluso en regiones en que el recubrimiento vegetal no es espeso, interfiere en la respuesta espectral de rocas y suelos, parcialmente recubiertas por ella (ELVIDGE Y LYON, 1985).

La vegetación experimenta cambios en su comportamiento espectral en función de los nutrientes contenidos en el suelo. Por ello, se han dirigido numerosos estudios a la evaluación de dichas propiedades en relación con las condiciones geoquímicas de su sustrato (MOUAT, 1982). Basados en este supuesto, se han realizado cartografías de áreas en que la vegetación estaba intoxicada por metales y presentaba alteraciones en su estado fenológico, y, como consecuencia, en su comportamiento espectral detectable por medio de imágenes (BYLVIKEN et al, 1977; EIRNIE y FRANCICA, 1981; DARCH y BARBER, 1983; LABOVITZ et al, 1983).

## RESUMEN

Las propiedades espectrales de minerales y rocas están dominadas en el intervalo de longitudes de onda del visible por su contenido en hierro, sea como componente fundamental, o como producto de alteración por procesos hidrotermales o de meteorización.

El agua ligada química o físicamente en la estructura de los minerales proporciona los rasgos de absorción característicos en el infrarrojo cercano. Así, las rocas ígneas ácidas y las rocas

sedimentarias con mayor porcentaje de cuarzo presentan mínimos acusados por el agua presente en las inclusiones fluidas microscópicas de los granos de cuarzo o los feldespatos. Las arcillas producidas por alteración de los feldespatos, o las micas formadas por procesos metamórficos influyen decisivamente en la forma de las curvas espectrales de las rocas que las contienen.

Los minerales opacos en las rocas ígneas y la materia carbonosa en las sedimentarias y metamórficas deprimen la reflectancia global y enmascaran las absorciones típicas de otros minerales contenidos en ellas.

La cartografía de alteraciones limoníticas e hidrotermales agrupa la mayor parte de los trabajos realizados con imágenes, además de la delimitación de anomalías geobotánicas producidas por las condiciones geoquímicas del suelo.

**4.- REFLECTANCIA ESPECTRAL DE ROCAS INTRUSIVAS  
EN EL VISIBLE E INFRARROJO CERCANO EN EL  
COMPLEJO DE BURGUILLOS DEL CERRO BASADAS EN  
MEDIDAS DE LABORATORIO.**

#### **4. REFLECTANCIA ESPECTRAL DE ROCAS IGNEAS INTRUSIVAS EN EL VISIBLE E INFRARROJO CERCANO EN EL COMPLEJO DE BURQUILLOS DEL CERRO BASADAS EN MEDIDAS DE LABORATORIO.**

##### **INTRODUCCION**

Cuando la luz incide sobre una superficie, se producen absorciones preferentes en ciertas longitudes de onda, cuyo número, posición e intensidades está relacionado con la composición química y mineralógica de la superficie, además de su textura. La espectroscopía de reflectancia en el visible y infrarrojo cercano (0.35 a 2.55  $\mu\text{m}$ ) se ha utilizado anteriormente para el estudio de minerales y rocas intrusivas en muestras aisladas (HUNT y SALISBURY, 1973,1974; ROSS, ADLER y HUNT, 1969).

En este tesis se plantea un estudio espectral en rocas con un contexto geológico regional bien definido, y cuya evolución genética y relaciones cartográficas se conocen. Las propiedades observadas en el laboratorio tratan de aplicarse a la cartografía de áreas cubiertas por rocas diferentes en imágenes registradas por sensores embarcados en satélites que recogen reflectancia en los mismos intervalos de longitudes de onda que las medidas de laboratorio.

En la superficie de la tierra los afloramientos rocosos ocupan una proporción reducida del área total, y presentan un grado variable de alteración a causa de la meteorización, además de estar parcialmente colonizados por musgos y líquenes. Por ello se ha estudiado la reflectancia en superficies de rocas con distinto grado de alteración por efecto de la meteorización, así como los suelos que se desarrollan sobre ellas.



## METODO DE ESTUDIO

Se han tomado medidas espectrales de reflectancia difusa con un espectrómetro BECKMAN UV 5240 provisto de una esfera integradora en longitudes de onda comprendidas entre 400 y 2500 nm ( 0.4 y 2.55  $\mu$ m). El intervalo de lectura es de 1 nm entre 400 y 800 nm, y de 4 nm entre 800 y 2500 nm. El instrumento proporciona lecturas de reflectancia relativa respecto a un standard de politetrafluoroetileno (halon).

Se han analizado 40 muestras de rocas y otras treinta de suelos. Diez muestras seleccionadas de rocas se han molido para efectuar medidas espectrales sobre las gravas resultantes, y en casos se han separado fracciones minerales en las gravas con métodos magnéticos y líquidos pesados. Se han secado los suelos por exposición al aire, y se han pasado por un tamiz de 2mm de luz.

Las muestras de roca estudiadas se han asignado a distintos grupos petrográficos utilizando criterios de observación en muestra de mano, relaciones de afloramiento, estudios de lámina delgada, microsonda electrónica y análisis geoquímicos (RIAZA y GARCIA CASQUERO, 1989).

Los puntos de muestreo se han extendido en toda la superficie del complejo intrusivo, para evitar un sesgo producido por distintas características geomorfológicas o de uso de suelo en el aspecto de un mismo tipo petrológico de roca en las imágenes Thematic Mapper.

Los suelos se han asignado a cada tipo petrográfico por su proximidad a afloramientos rocosos, y evitando la cercanía de otras rocas que pudieran producir mezcla de materiales sueltos. Cuando la

heterogeneidad en el afloramiento era manifiesta, se ha reseñado para comprobar sus posibles efectos.

En las muestras de roca se han tomado medidas en superficies que exhiben un corte fresco de la roca, así como en superficies parcialmente meteorizadas, e incluso cubiertas por un cantidad variable de líquenes. Se han realizado un total de 107 medidas de reflectancia espectral sobre rocas, 67 de ellas sobre rocas enteras, y 40 sobre gravas procedentes de rocas molidas.

Las medidas espectrales correspondientes a cada grupo de rocas, suelos, o superficies, se han promediado para resumir características comunes y ofrecer una apreciación estadística y posiblemente generalizable para ser utilizada en imágenes (CROWLEY, J.K., SHERMAN, D.M., y BENNET, I.J. 1986).

#### MARCO GEOLOGICO

El Complejo Intrusivo de Burguillos del Cerro (CBC) intruye en el sector central del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio, una de las estructuras más importantes que constituyen la Zona de Ossa-Morena del Macizo Hespérico de la Península Ibérica (LOTZE, 1945, JULIVERT et al. 1974), (fig.4.1). Pons (1982) estudió el CBC relacionándolo con diversos cuerpos intrusivos próximos, deduciendo que el conjunto, que abarca rocas de muy diversa naturaleza, desde granítica a gabroica con todos los términos intermedios, formaba parte de una asociación magmática. Todos los tipos petrográficos definidos por Pons (1982) se hallan presentes en el CBC.

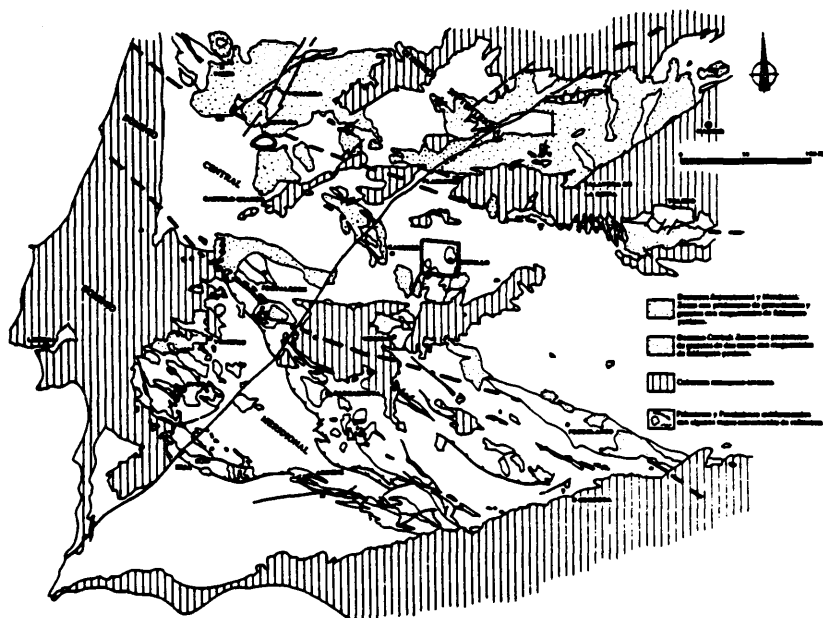


FIG. 4.1. ESQUEMA DE SITUACION DEL AREA DE ESTUDIO ( EN GEOLOGIA DE ESPAÑA, TOMO I, 1983)

El Anticlinorio de Olivenza-Monesterio es una megaestructura de dirección NO-SE, en cuyo núcleo afloran materiales precámbricos atribuidos a la denominada Serie Negra, que litológicamente se caracteriza por la presencia de esquistos bandeados y pizarras silíceas negras, alternando con liditas y con algunas protocuarcitas grafitosas negras (MUELAS y SOUBRIER, 1977). Discordantemente, se dispone en su flanco septentrional la Formación Malcocinado (DELGADO QUESADA, 1971), de naturaleza vulcanodetrítica, y en su flanco sur por materiales asimilables al Complejo de Rodonal-Cala (HERNANDEZ ENRILE, 1971) constituido por pizarras con niveles de porfiroides y tramos carbonatados. Todos estos materiales, de edad precámbrica,

fueron deformados en diferentes fases de la Orogenia Panafricana (QUESADA, 1987).

La secuencia paleozoica, que ocupa los flancos de la estructura, se limita al Cámbrico inferior-medio. Está constituida por: a) una unidad eminentemente detrítica (Formación Torreárboles, LIÑAN, 1979), b) una unidad carbonatada (Formación Alconera, LIÑAN y PEREJON, 1981), c) una unidad pizarrosa (Formación La Lapa, LIÑAN y PEREJON, 1981), y d) una unidad vulcanosedimentaria (BARD, 1964). Deformada durante la Orogenia Hercínica, estos materiales casi nunca presentan deformación interna. No se genera en ellos una esquistosidad de carácter regional.

En el área objeto de estudio no se conserva ningún otro depósito posterior, si bien al NE del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio, alcanzan una extensión considerable los materiales pliocuaternarios de la Tierra de Barros. Forman un sustrato alterado y carbonatado con débil desarrollo de suelos preferentemente arcillosos (GARROTE et al., 1983).

El Complejo de Burguillos del Cerro intruye en la Serie Negra y en los niveles basales del Cámbrico, siendo el techo de la intrusión los tramos inferiores de la unidad carbonatada. El metamorfismo regional es en estos materiales de grado bajo. En la Serie Negra, se citan (MUELAS y SOUBRIER, 1977) cordierita y biotita generadas a lo largo de la esquistosidad principal. El metamorfismo de contacto producido por el CBC forma una orla estrecha salvo en su extremo SE, donde sus efectos pueden unirse al del metamorfismo de contacto producido por la intrusión del Macizo de Valencia del Ventoso. En la Serie Negra, se observa cómo blastos de cordierita aparecen aplastados por la esquistosidad principal, mostrando sombras de presión,

si bien se superponen a formaciones previas presentes en estas rocas. También se observa crecimiento de moscovita y recristalización de albita y cuarzo. Las relaciones entre estos minerales y la texture de las rocas que los contienen son ambiguas. Sobre los materiales cámbricos, los efectos de la intrusión del Complejo de Burguillos del Cerro son aún más complejos, al producirse fenómenos locales de asimilación, y de alteración con desarrollo de "eskarns" en los materiales carbonatados, y la transformación de los mismos en mármoles brucíticos y serpentínicos, alcanzándose condiciones de corneanas piroxénicas.

El Complejo de Burguillos del Cerro se presenta como un cuerpo circunscrito, constituido por una amplia gama de tipos petrológicos correspondientes a cuatro asociaciones principales (GARCIA CASQUERO, 1991 1) una asociación gabroica, 2) una asociación de rocas dioríticas, 3) una asociación de rocas monzoníticas y 4) una asociación de rocas graníticas. Las relaciones genéticas y espaciales entre estas asociaciones y su disposición cartográfica no es sencilla, siendo en la actualidad objeto de estudio.

La asociación gabroica está representada por rocas de composición peridotítica hasta cuarzomonzodiorítica. El tipo más característico es una gabronorita biotítica, con clinopiroxeno augítico, ortopiroxeno hipersténico, plagioclasa tipo labrador y biotita. A veces presenta olivino. El anfíbol, tschermaquítico, no está siempre presente, pero puede ser la fase más abundante, e incluso desarrollarse en facies muy características como grandes cristales poiquilíticos tardíos (Facies Ojo de Culebra, PONS, 1982).

La asociación diorítica contiene rocas de naturaleza diorítica hasta granodiorítica. Su tipo más característico es el "Ochavo

Negro" de los canteros de Burguillos. Es una roca clara compuesta por una plagioclasa de tipo andesina básica, clinopiroxeno augítico y biotita. El anfíbol sólo se presenta en algunas facies muy evolucionadas. El contenido en cuarzo y feldespatos alcalinos aumenta también en las facies más evolucionadas.

La asociación monzonítica, compuesta por rocas de naturaleza muy diferente presenta como tipo más característicos un granito llamado "hipersolvus" constituido por un sólo feldespato alcalino peritítico, con anfíbol hastingsítico, restos de piroxeno muy desestabilizado, algo de biotita y cuarzo escaso.

Por último, la asociación granítica la componen rocas peraluminosas de composición granítica sensu-strictu, con biotita y generalmente moscovita, siendo sillimanita y cordierita los accesorios fundamentales.

En todas las rocas, principalmente aquellas que parecen haber sufrido una evolución mayor, son abundantes las fases accesorias, destacando la abundancia de esfena, apatito y, entre las opacas, magnetita.

#### **REFLECTANCIA ESPECTRAL DE ROCAS EN SUPERFICIES FRESCAS**

Las medidas espectrales tomadas en superficies limpias de rocas, ofrecen dos grupos bien señalados en función de su reflectancia global (fig.4.2), y de las longitudes de onda de sus absorciones más características.

Los granitos se distinguen por su reflectancia comparativamente más alta, y acusados picos de absorción. Los demás tipos de rocas describen curvas mucho más planas y absorciones atenuadas, debido a su menor contenido en cuarzo, y abundancia relativa de minerales opacos.

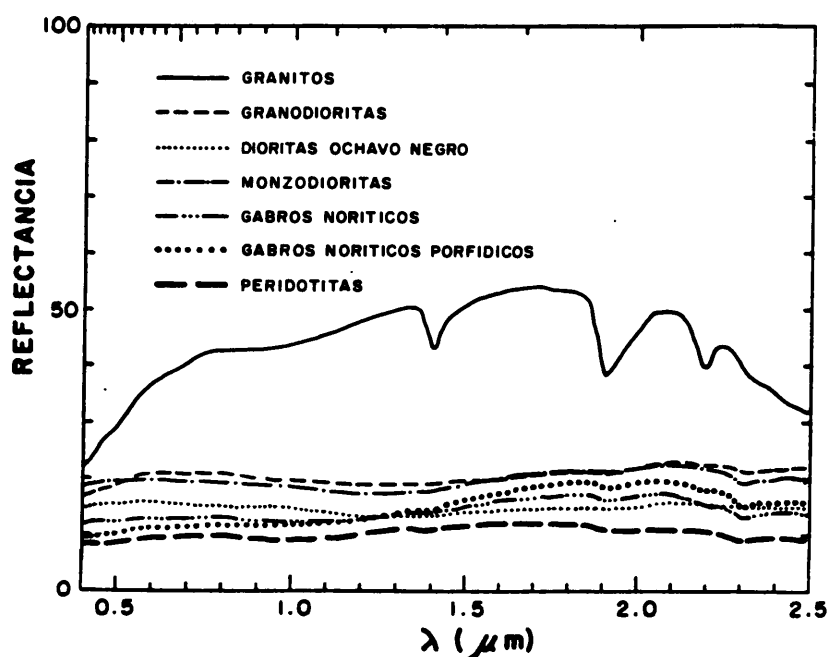


FIG. 4.2. CURVAS ESPECTRALES PROMEDIO EN SUPERFICIES FRESCAS DE ROCAS

Tomando el conjunto total de tipos de rocas, se cumple la observación de ROSS, ADLER y HUNT (1969), acerca de un progresivo aumento de la reflectancia global de las rocas proporcional a su índice de acidez. Así, las peridotitas presentan la reflectancia más baja, y los granitos la más elevada.

### Asociación granítica

Los granitos sensu stricto describen una curva alta (fig.4.2), debido a su color claro, y absorciones bien definidas en 1.4 y 1.9  $\mu\text{m}$ , por efecto del agua presente en las inclusiones fluidas de los granos de cuarzo (HUNT y SALISBURY, 1973). El agua también produce la rápida caída de reflectancia hacia 2.5  $\mu\text{m}$ .

La absorción en 2.2  $\mu\text{m}$  se debe a la presencia de aniones  $\text{OH}^-$ , bien en minerales arcillosos de alteración, o a la presencia de moscovita. Las absorciones débiles en 0.5 y 0.9  $\mu\text{m}$  se atribuyen al ión ferroso  $\text{Fe}^{2+}$ .

### Asociación diorítica

Las dioritas, granodioritas y monzodioritas describen curvas comparativamente planas respecto a los granitos. Lo más llamativo es una amplia depresión entre 0.8 y 2.1  $\mu\text{m}$ . Empieza a perfilarse la absorción en 2.3  $\mu\text{m}$ , debida a la vibración de aniones  $\text{OH}^-$  en combinación con  $\text{Mg}^{2+}$ , débil en dioritas y granodioritas, y más acusada en monzodioritas. Piroxenos y anfíboles presentan un doblete característico en estas longitudes de onda, que no es explícito en las curvas de las rocas en las que están presentes por el efecto amortiguador de otros componentes minerales.

Lo más llamativo es una amplia depresión entre 0.8 y 2.1  $\mu\text{m}$ ., especialmente acentuada en las monzodioritas de grano grueso de las facies periféricas internas. La molienda y separación de fracciones minerales con métodos magnéticos y líquidos pesados, y medida de espectros en cada una de las fracciones (fig.4.3) (GARCIA CASQUERO,



1990, com. personal), apunta al feldespato como responsable de esta característica. La variedad bytownita de plagioclasa, presente en la roca estudiada, describe esta amplia depresión, que no aparece en el resto de las variedades de plagioclasa (HUNT y SALISBURY, 1970).

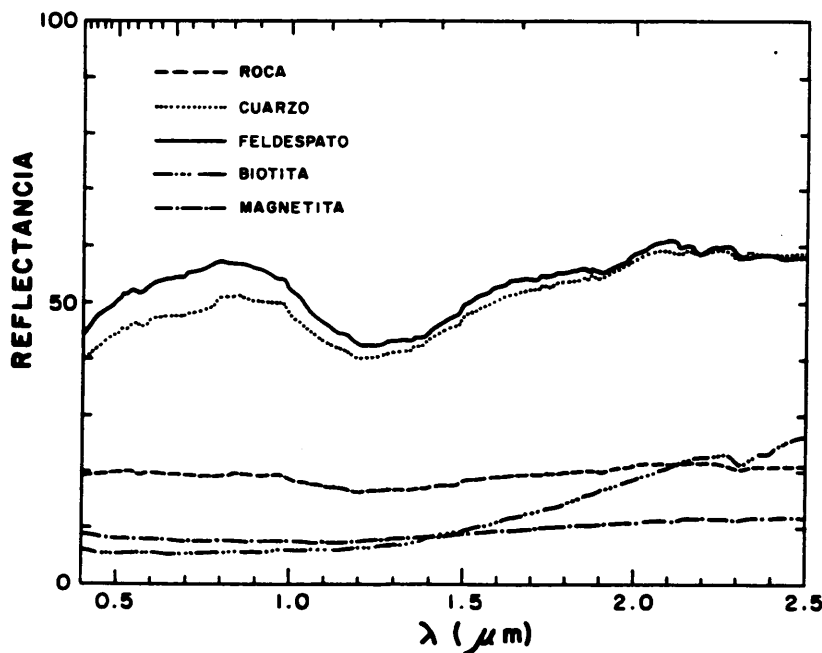


FIG.4.3. CURVAS ESPECTRALES SOBRE GRAVAS PROCEDENTES DE LA SEPARACION EN ROCA MOLIDA DE DISTINTAS FRACCIONES POR METODOS MAGNETICOS Y LIQUIDOS PESADOS.

Las facies periféricas diversificadas en internas y externas en atención a su tamaño de grano y composición, también ofrecen diferencias en sus absorciones en el infrarrojo cercano (fig.4.4).

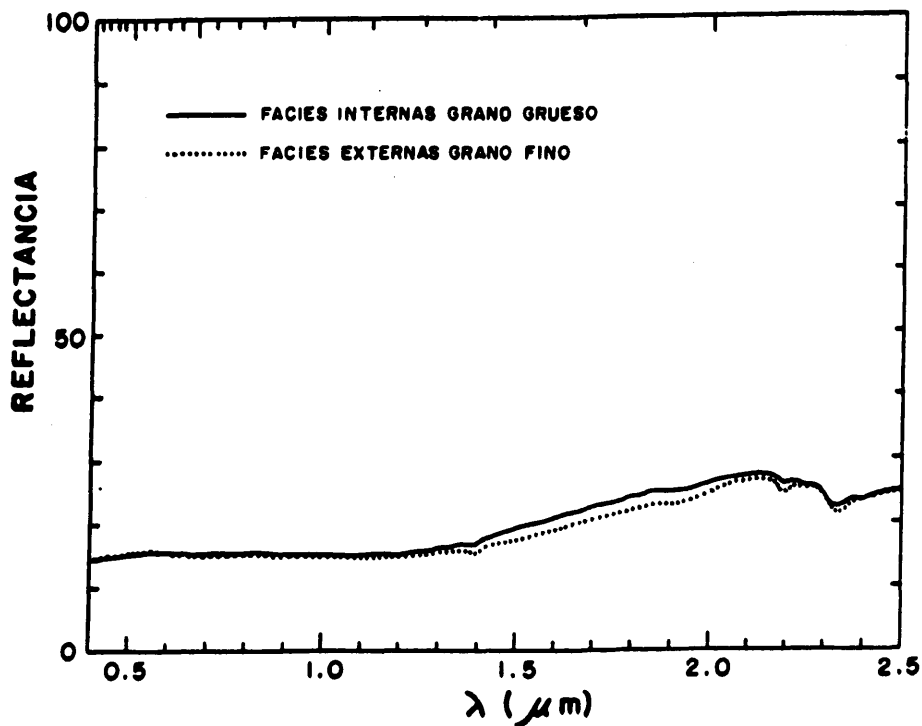


FIG.4.4. CURVAS ESPECTRALES EN GRAVAS DE ROCAS DE FACIES PERIFERICAS MONZODIORITICAS

Las facies externas de grano fino ofrecen absorciones más acusadas en 2.2, 2.23 y 2.33  $\mu\text{m}$ , y más débil en cambio, en 2.38  $\mu\text{m}$ . Esto puede deberse a la mayor o menor abundancia de biotita (fig.4.5).

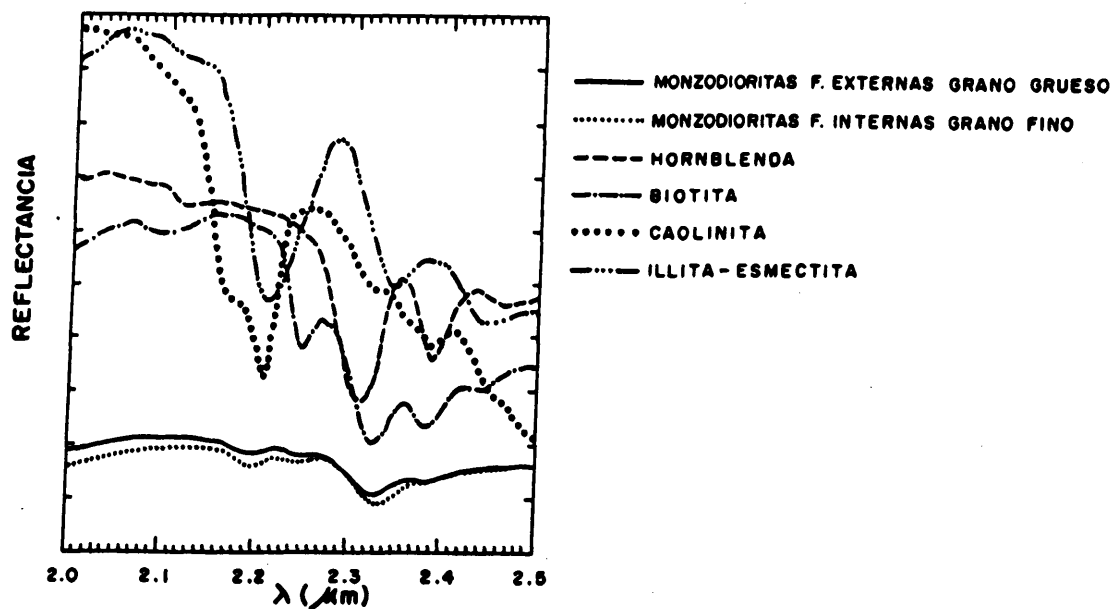


FIG. 4.5. CURVAS ESPECTRALES EN GRAVAS DE ROCAS DE FACIES PERIFERICAS MONZODIORITICAS  
Y VARIOS DE SUS COMPONENTES MINERALES.

La reflectancia presentada en las medidas efectuadas sobre muestras individuales sugiere una tendencia de las facies de grano fino a valores más elevados que las de grano grueso, especialmente en el infrarrojo cercano. Sin embargo, esta diferencia no se expresa en los valores medios de reflectancia calculados sobre ellas.

Además, la absorción en  $2.33 \mu\text{m}$  está desplazada hacia longitudes de onda más largas. Una mayor abundancia de hornblenda en las facies internas de grano grueso, pertenecientes a la asociación gabroica, puede ser responsable de esta desviación, así como de la mayor profundidad de la absorción en  $2.38 \mu\text{m}$  (ROWAN, GOETZ y ABBOT, 1987).

#### Asociación gabroica

El conjunto de las rocas encuadradas en la asociación gabroica se considera un gabro norítico compuesto fundamentalmente por piroxeno tipo augita, con participación de hiperstena, plagioclasa tipo labrador, y anfíbol no siempre presente (fig.4.6).

Las curvas promedio muestran una caída más acentuada hacia el azul por efecto del ión ferroso que las rocas de la asociación diorítica. Las absorciones en  $1.9 \mu\text{m}$ , también más acusadas, son características del ortopiroxeno rico en hierro tipo hiperstena.

También puede indicar , junto con la  $1.4 \mu\text{m}$ , efectos de los iones  $\text{OH}^-$  por alteración a anfíbol del piroxeno, o por el anfíbol mismo. Sin embargo, está ausente el persistente punto de absorción en  $1.0 \mu\text{m}$  por efecto del piroxeno (NASH y CONEL, 1974), observado en mezclas binarias con ilmenita, y en mezclas con limonita (SINGER, 1981).

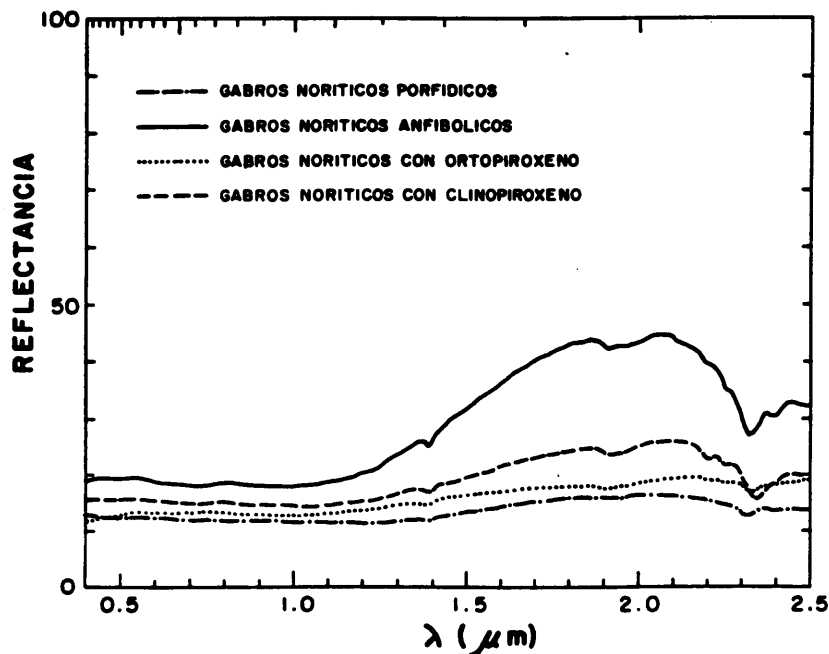


FIG. 4.6. CURVAS ESPECTRALES EN ROCAS GABROICAS.

Se repite la absorción en 2.3  $\mu\text{m}$  debida a la presencia de iones  $\text{OH}^-$ , presumiblemente en anfíbol, biotita o illita-esmectita.

Los piroxenos de simetría monoclinica o rómbica no siempre coexisten, por lo que se han molido muestras que presentan uno u otro tipo de piroxeno, así como un gablo predominantemente anfibólico.

Las curvas de los gabros con ortopiroxeno muestran una reflectancia global más baja que los gabros con clinopiroxeno o anfíbol, y caída hacia el azul por abundancia de hierro. El mínimo cercano a 2.2  $\mu\text{m}$  es combinación de varios mínimos correspondientes a caolinita y illita-esmectita en 2.2  $\mu\text{m}$ , biotita o flogopita en 2.25  $\mu\text{m}$ , y

biotita con illita-esmectita en  $2.35 \mu\text{m}$  (fig.4.7). En el infrarrojo, las cantidades predominantes de clinopiroxeno respecto a ortopiroxeno producen un desplazamiento de la absorción de  $2.3$  hacia  $2.4 \mu\text{m}$ , cuando predomina el clinopiroxeno (SINGER, 1981). El doblete en  $2.15$  y  $2.25 \mu\text{m}$  puede deberse a la presencia de biotita (fig.4.7), y a la aparición de minerales de alteración, tales como caolinita o illita-esmectita.

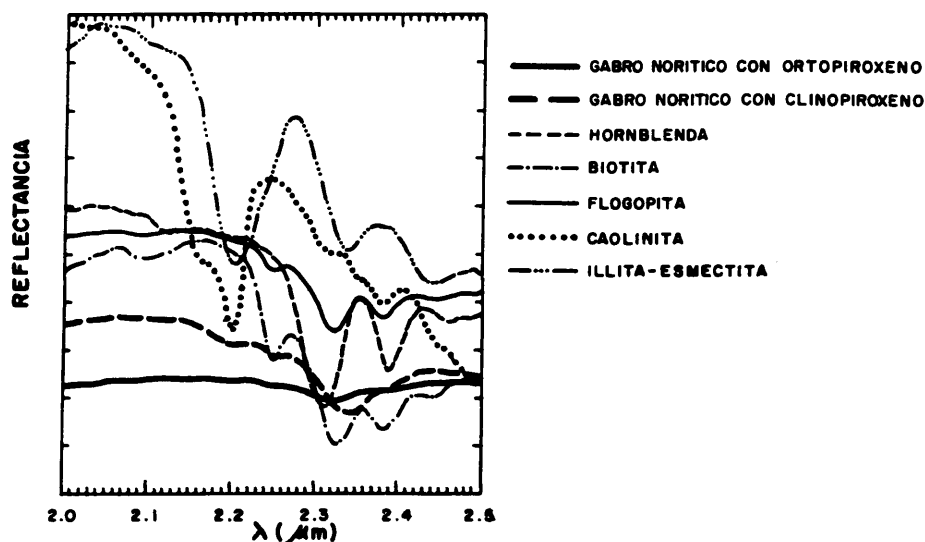


FIG. 4.7. CURVAS ESPECTRALES DE GABROS NORITICOS CON ORTO O CLINOPIROXENO Y VARIOS DE SUS COMPONENTES MINERALES.

Los gabros anfibólicos (fig.4.8) están dominados por las características espectrales de la hornblenda entre  $2$  y  $2.5 \mu\text{m}$ , además de recoger el doblete antes mencionado por efecto de la biotita en  $2.15$  y  $2.25 \mu\text{m}$  y la posible presencia de minerales de alteración. El mínimo en  $2.3$  se debe a la presencia de hornblenda. Puede desplazarse hacia  $2.4 \mu\text{m}$  por influencia de biotita y epidota.

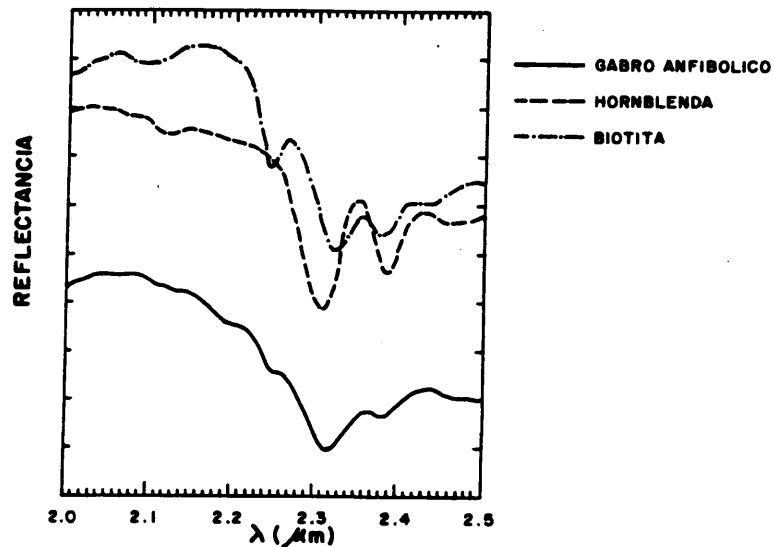


FIG. 4.8. CURVAS ESPECTRALES DE GABROS ANFIBOLICOS Y VARIOS DE SUS COMPONENTES MINERALES.

### Peridotitas

Las peridotitas, que constituyen las rocas más básicas del conjunto estudiado, presentan la reflectancia más baja (ROSS, ADLER y HUNT, 1969), y características de absorción similares a las rocas de la asociación gabbroica (fig.4.2). Puede reseñarse una débil depresión centrada en 1.0  $\mu\text{m}$ , ocasionada por la abundancia de olivino (SINGER, 1981).

La baja reflectancia generalizada de estas rocas no permite una mayor expresividad de los rasgos de absorción de sus componentes minerales. Sin embargo, se aprecia el mínimo en 2.3  $\mu\text{m}$ , aunque atenuado, por la presencia de aniones  $\text{OH}^-$  ligados a magnesio.

## REFLECTANCIA ESPECTRAL EN SUELOS

Los espectros de todos los suelos estudiados muestran una forma similar, con una caída fuerte hacia el azul en el visible, y reflectancia comparativamente alta en el infrarrojo cercano, con absorciones bien definidas en 0.9, 1.4, 2.2, 2.3 y 2.4  $\mu\text{m}$  (fig.4.9). Los picos de absorción se deben a la presencia de agua como constituyente, previsiblemente de los granos de cuarzo en mayor o menor cantidad, y de iones  $\text{OH}^-$  existentes en las arcillas desarrolladas por alteración de los distintos componentes minerales de las rocas subyacentes.

Mantienen la misma progresión en reflectancia global que las rocas, siendo más oscuros los suelos desarrollados sobre las rocas más básicas de la asociación gabroica, y más claros los desarrollados sobre granitos, pasando por las rocas de composición intermedia.

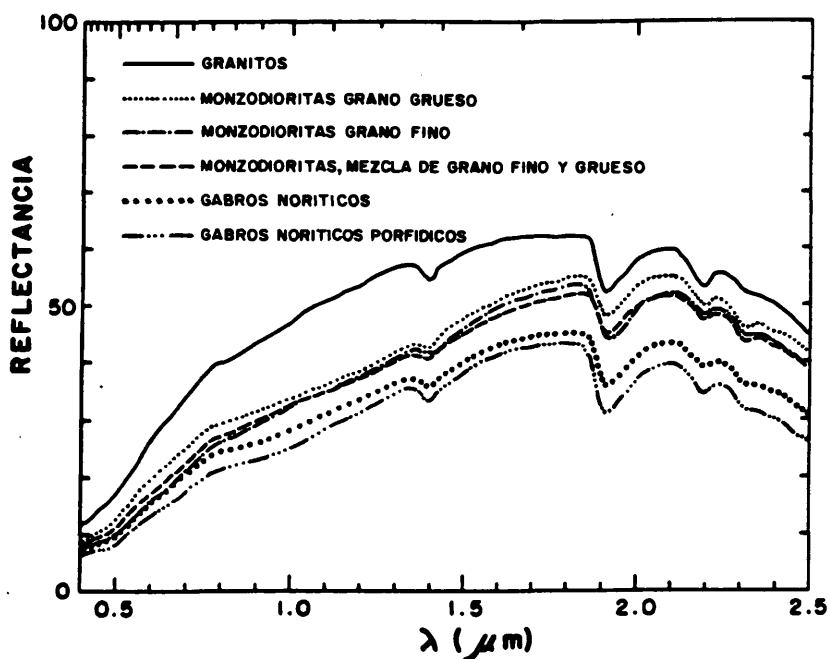


FIG. 4.9. CURVAS ESPECTRALES PROMEDIO EN SUELOS DESARROLLADOS SOBRE DISTINTOS TIPOS DE ROCAS.

Entre 0.4 y 0.8  $\mu\text{m}$ , la reflectancia sigue una trayectoria rectilínea, cuya pendiente disminuye progresivamente desde las rocas ácidas a las básicas, actuando como un indicador de la abundancia de material ferruginoso, o de su predominio sobre otros componentes en la reflectancia resultante. Las rocas relativamente básicas son más abundantes en minerales ricos en hierro. Sin embargo, la abundancia correlativa en magnetita y opacos hace que la caída hacia el azul predecible por su contenido en hierro, sea por el contrario, menos acentuada, siendo la pendiente de la recta menor. Es por ello que son los granitos los que exhiben tramos con pendiente más alta en el visible.

#### **REFLECTANCIA ESPECTRAL DE SUPERFICIES METEORIZADAS DE ROCAS**

Los espectros medidos sobre superficies de rocas con signos de haber experimentado alteración por meteorización presentan formas intermedias entre las curvas obtenidas en superficies frescas de roca, y la reflectancia de los suelos correspondientes (fig.4.10).

Las reflectancias globales aumentan respecto a las de las rocas frescas, y los picos de absorción coinciden con los de los suelos, desapareciendo las diferencias de reflectancia sutiles entre unas rocas y otras antes señaladas. Aparece la absorción en 0.475  $\mu\text{m}$  por la presencia de óxidos de hierro (HUNT Y SALISBURY, 1971b).

El ordenamiento de reflectancias globales se mantiene de modo general, correspondiendo reflectancias bajas a rocas básicas, y altas a ácidas. Las alteraciones en comparación con la secuencia seguida por las rocas en superficie fresca y los suelos, puede atribuirse al grado de meteorización.



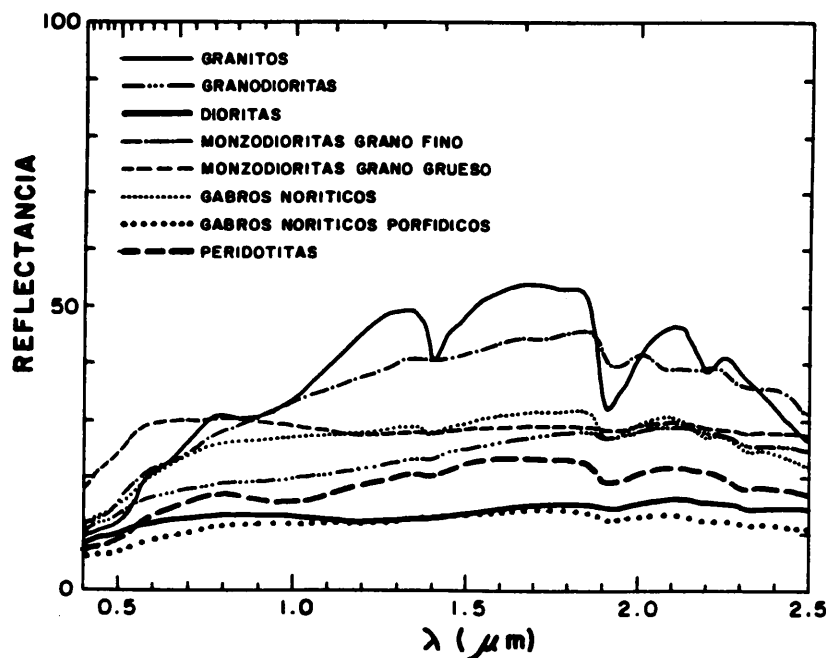


FIG. 4.10. CURVAS ESPECTRALES PROMEDIO SOBRE SUPERFICIES METEORIZADAS DE ROCAS.

Las monzodioritas de grano grueso, las dioritas y los gabros porfídicos anfibólicos, que no encajan en la secuencia de rocas básicas a ácidas, coinciden en ofrecer rasgos mucho más planos que las demás rocas. Ello indica una menor incidencia de la meteorización, y por lo tanto su comparación con los demás tipos de rocas no es aconsejable.

Los restantes tipos de rocas sí respetan la progresión de reflectancias bajas en peridotitas, avanzando hacia granodioritas y gabros noríticos, monzodioritas de grano fino y granitos en las reflectancias superiores.

## REFLECTANCIA ESPECTRAL DE SUPERFICIES DE ROCAS CUBIERTAS POR LIQUENES

La reflectancia observada en superficies de rocas recubiertas de líquen describe con exactitud todas las características de absorción propias de líquenes en otras litologías observadas en un área relativamente próxima geográficamente al área de estudio (AGER y MILTON, 1987). De los tres tipos de líquenes clasificados en atención a su color y morfología en el trabajo mencionado, la reflectancia de los líquenes estudiados en las rocas de Burguillos del Cerro se ajusta al denominado grupo foliado pardo.

De modo general, y a diferencia de las plantas verdes (fig.4.11) los líquenes presentan una absorción debida a clorofila mitigada en  $0.68 \mu\text{m}$ , que ofrece la forma de un codo muy fácilmente identificable en las curvas espectrales.

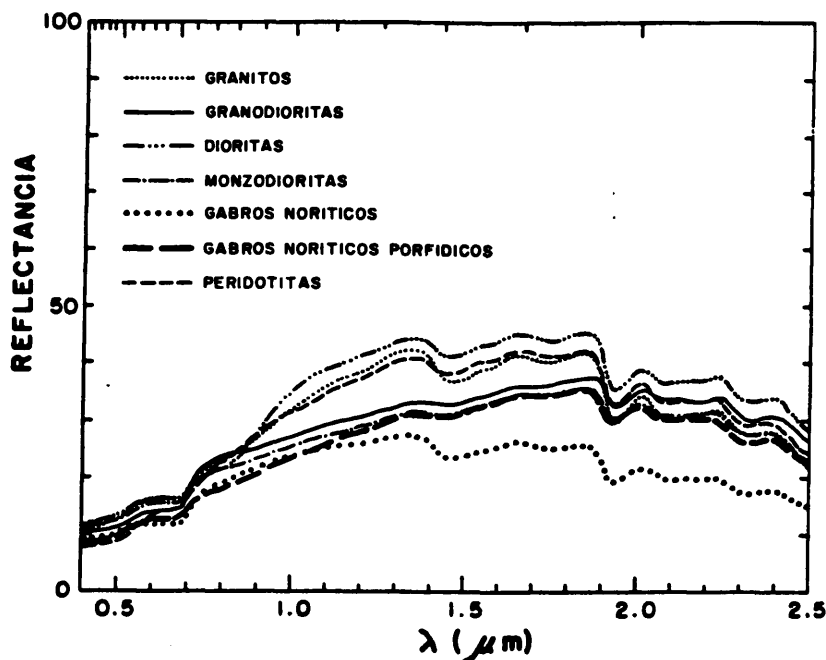


FIG. 4.11. CURVAS ESPECTRALES PROMEDIO SOBRE SUPERFICIES DE ROCAS RECUBIERTAS DE LIQUEN.

No registran el pico en  $0.55 \mu\text{m}$  de las plantas verdes, y desde  $0.68 \mu\text{m}$  hasta  $1.4 \mu\text{m}$ , la reflectancia aumenta de forma rectilínea. En longitudes de onda más largas, mantienen una reflectancia superior a la de las plantas verdes. Repiten respecto a las mismas las absorciones en  $1.8$  y  $1.9 \mu\text{m}$  por efecto del agua contenida en las células, aunque menos acentuadas. Los líquenes, sin embargo, presentan absorciones adicionales en longitudes de ondas superiores a  $2.0 \mu\text{m}$ , en  $2.1$  y  $2.3 \mu\text{m}$ , además de  $1.73 \mu\text{m}$ . Las absorciones adicionales a las plantas verdes se deben a la celulosa, que es un componente fundamental de las paredes de las células de los hongos. La localización de los puntos de absorción es independiente del contenido en humedad del líquen.

Las reflectancias tomadas en superficies de rocas recubiertas de líquen en Burguillos del Cerro son más planas y oscuras en conjunto que las de los líquenes reseñados por AGER y MILTON. Sin embargo, no se ha hecho una estimación cuantitativa del grado de recubrimiento de la superficie de roca por líquen que permita interpretar con más precisión esta circunstancia.

Los distintos sustratos rocosos no presentan una relación evidente con las características espectrales de las superficies cubiertas por líquen en las condiciones en que han sido observadas. Una evaluación más cuidada de tipos, estimaciones cuantitativas de recubrimientos superficiales y sustrato podría modificar esta apreciación.

## **RELACIONES ENTRE LAS REFLECTANCIAS EN DISTINTAS SUPERFICIES DE ROCAS Y SUELOS**

Los sensores embarcados en satélites recogen reflectancia correspondiente a una unidad de superficie de la tierra, que integra la respuesta de rocas, si afloran, con distintos grados de alteración en superficie, , su recubrimiento vegetal específico, material suelto y suelos producto de la desagregación de la roca y su transformación mineralógica, así como asociaciones vegetales que se desarrollan sobre este material suelto.

En este apartado se trata de evaluar los cambios en la reflectancia producidos por la meteorización y crecimiento de líquenes sobre las rocas, prescindiendo de la influencia del recubrimiento vegetal a gran escala.

Tanto la alteración como el recubrimiento por líquenes modifica el albedo de las rocas (figs.4.12 y 4.13). En los dos grandes grupos que se han distinguido, la reflectancia global decrece en los granitos, tanto por meteorización, como por la aparición de líquenes. El efecto es contrario en las rocas básicas e intermedias, que, siendo oscuras en corte fresco, se aclaran por meteorización y crecimiento de líquenes.

Al margen de la depresión de albedo generalizada en las superficies meteorizadas y con líquenes, las rocas de la asociación granítica mantienen los mismos mínimos de absorción en el infrarrojo cercano, con la excepción de los amplios mínimos de absorción adicionales a las plantas verdes en los líquenes (fig.4.12).

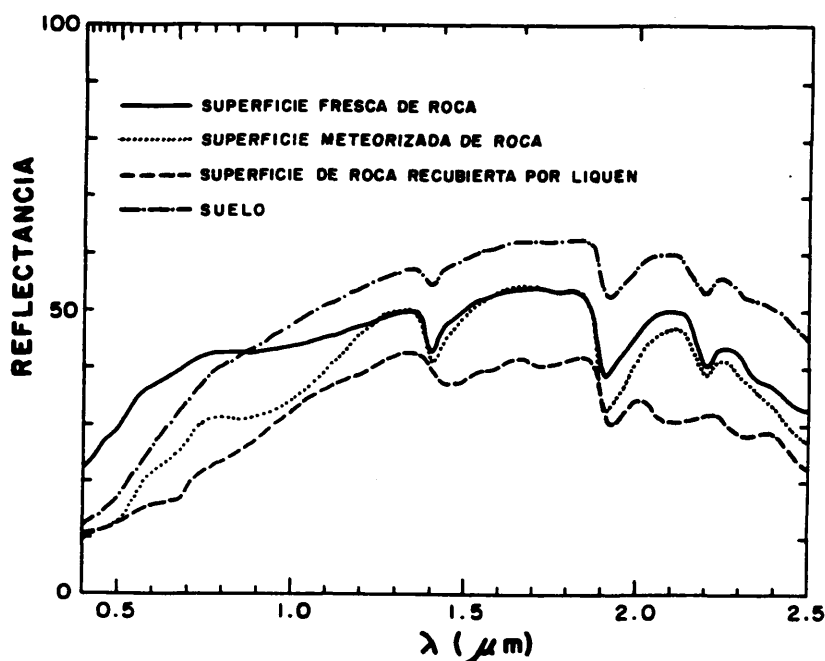


FIG. 4.12. CURVAS ESPECTRALES PROMEDIO SOBRE SUPERFICIES FRESCAS Y METEORIZADAS DE ROCA, SUPERFICIES DE ROCA RECUBIERTAS DE LIQUEN, Y SUELOS PARA ROCAS DE LA ASOCIACION GRANITICA.

El visible es más sensible, experimentando variaciones espectrales inexistentes en las rocas frescas. Los procesos de meteorización incorporan mínimos debidos a la presencia de óxidos de hierro en 0.5, 0.65 y 0.9  $\mu m$ . La reflectancia en imágenes Thematic Mapper estaría deprimida en las bandas 1, 3 y 4. El efecto de los líquenes, con el mínimo en 0.68  $\mu m$ , también sería globalmente depresor en el visible. Si bien los suelos describen una caída hacia el azul más pendiente que las rocas frescas, su uniformidad altera en menor medida potencialmente las propiedades de las rocas frescas.

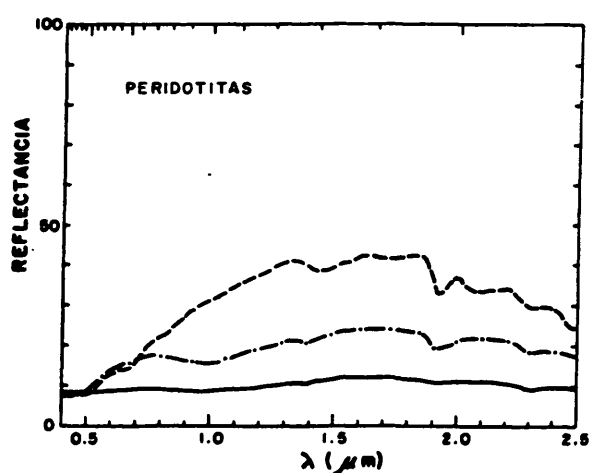
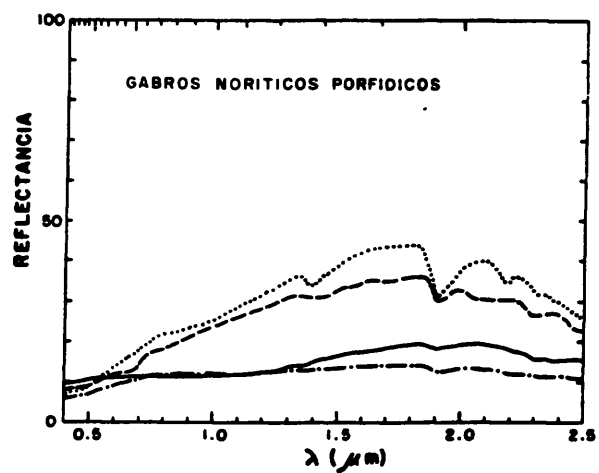
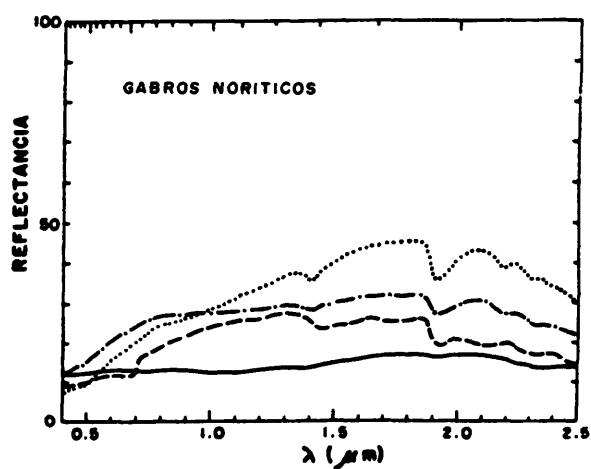
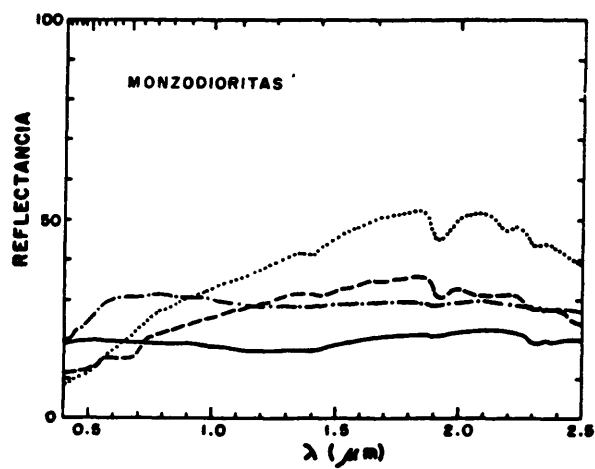
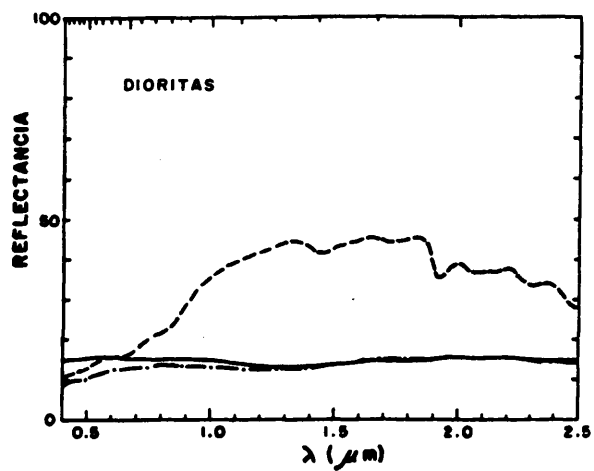
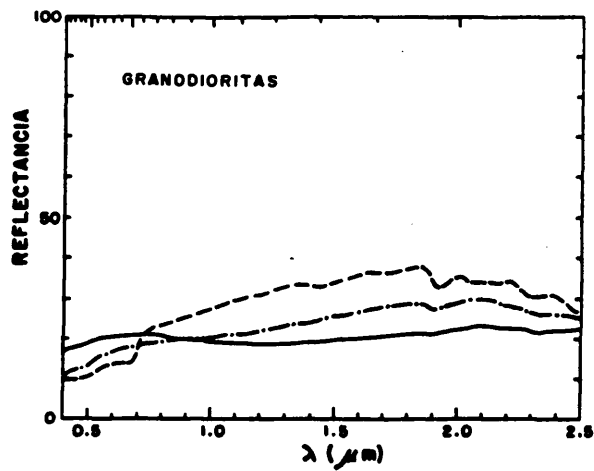
Todas las rocas de las asociaciones dioríticas y gabroicas experimentan un aumento de reflectancia global por efecto de la vegetación y meteorización, y la completa destrucción de las sutiles diferencias espectrales que distinguen unas rocas de otras en corte fresco (fig.4.13). Puesto que se trata de curvas muy planas, el efecto resultante es la depresión entre 0.4 y 0.7  $\mu\text{m}$  (Bandas 1, 2 y 3 en el Thematic Mapper), el aumento lineal entre 0.7 y 1.9  $\mu\text{m}$ , y el mantenimiento de reflectancia alta en longitudes de onda superiores, con mínimos de absorción en 1.4, 1.9, 2.2 y 2.3  $\mu\text{m}$ , más amplios y profundos que los que las rocas correspondientes presentan.

#### **REFLECTANCIA EN IMAGENES THEMATIC MAPPER**

La heterogeneidad espacial en la distribución de distintas rocas y su constante mezcla en tipos de composición intermedia por efecto de la secuencia y los mecanismos de intrusión de masas ígneas, hace difícil generalizar extensiones apreciables con una cierta uniformidad litológica en el complejo de Burguillos del Cerro (lam.4.1). Asimismo, distintas densidades de vegetación por la presencia de encinas y el estado de relativo abandono de muchos de los campos cultivados, interfiere notablemente en la respuesta espectral de la superficie en relación a su sustrato rocoso (RAINES y WYNN, 1982).

Las bandas no modificadas en el visible e infrarrojo cercano muestran reflectancias elevadas para las rocas de composición ácida, mientras que los gabros de facies Ojo de Culebra ocupan el rango inferior de reflectancias. Las facies monzodioríticas periféricas de composición intermedia confirman las previsiones situándose en valores intermedios de reflectancia global (fig.4.14).





- SUPERFICIE FRESCA DE ROCA
- - - SUPERFICIE METEORIZADA DE ROCA
- · - · SUPERFICIE DE ROCA RECUBIERTA POR LIQUEN
- SUELO



Es muy de destacar la superposición de los valores de los gabros azules con las rocas ácidas. Los gabros azules son rocas compuestas fundamentalmente por piroxeno y plagioclasa básica de tipo labrador, término petrográficamente conocido como gabro norítico. Los gabros noríticos (HUNT, SALISBURY y LENHOFF, 1974) tienen un comportamiento espectral anormal respecto al conjunto de los gabros, desplazándose hacia reflectancias comparativamente más altas, y mostrando irregularidades más acusadas en su curva espectral por la presencia masiva de piroxenos.

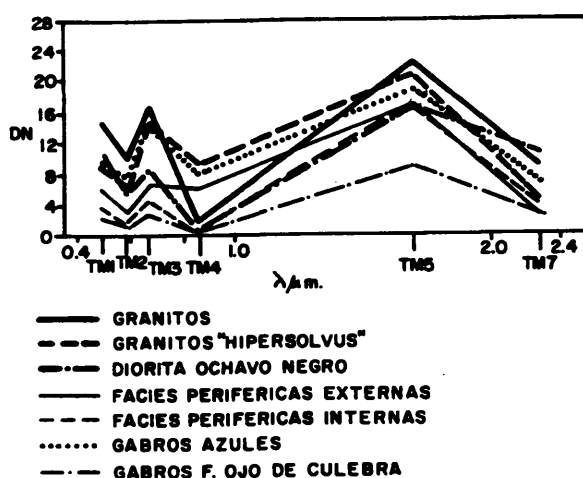


FIG. 4.14 NÚMEROS DIGITALES CALCULADOS EN IMÁGENES TM PARA LAS LITOLOGÍAS MENCIONADAS.

Las facies periféricas monzodioríticas de composición intermedia se distinguen en dos grupos por su situación en el plutón y por su tamaño de grano. Las facies periféricas externas de grano fino pertenecientes a la asociación gabroica presentan reflectancias más altas que las periféricas internas de grano grueso pertenecientes a la asociación diorítica. Esto confirma de nuevo el supuesto de la

mayor reflectancia de las rocas de tamaño más fino para una composición mineralógica similar.

Las rocas de composición básica, los gabros Ojo de Culebra, tienen una textura porfídica con grandes fenocristales de anfíboles de tamaño centimétrico o decimétrico. Es posible que esta peculiaridad influya, además de en su composición, en determinar su reflectancia más baja en imágenes.

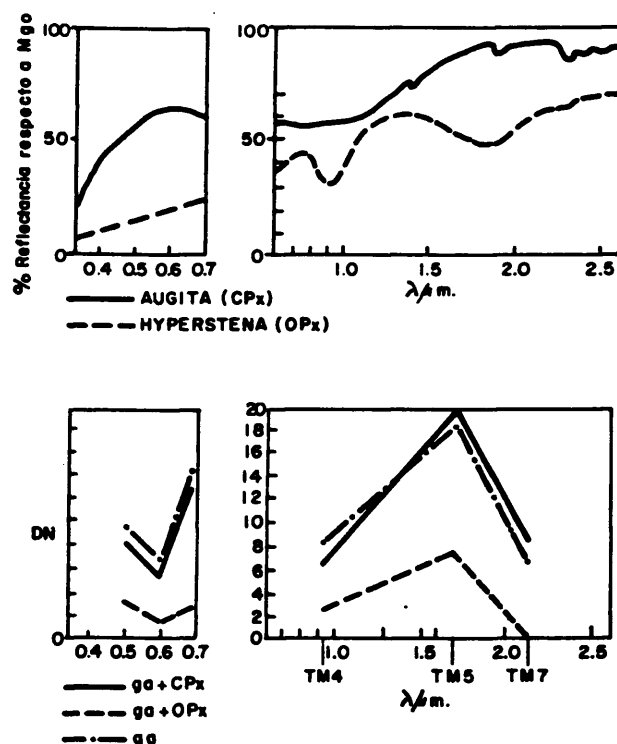


FIG. 4.15. CURVAS ESPECTRALES DE CLINOPIROXENOS (CPx) Y ORTOPIROXENOS (OPx), (HUNT Y SALISBURY, 1970). NUMEROS DIGITALES EN IMAGENES TM PARA GABROS NORITICOS CON OPx Y CPx.

Los Gabros Azules diversifican su aparición cartográfica en dos facies diferenciables por la simetría de sus piroxenos, bien rómbica (ortopiroxenos), o monoclinica (clinopiroxenos). Los valores de reflectancia tomados de las imágenes Thematic Mapper para el conjunto de los Gabros Azules, y aquellos que contienen clinopiroxeno u ortopiroxeno, muestran mayor similitud de los Gabros Azules con clinopiroxeno con las tendencias generales del conjunto de los Gabros Azules, y una reflectancia global más baja en los Gabros Azules con ortopiroxeno (fig.4.15).

Los valores en los Gabros Azules con ortopiroxeno son comparativamente inferiores al conjunto de los Gabros Azules en las bandas 3, 4 y 5 del Thematic Mapper, cuyos intervalos de longitud de onda coinciden con el descenso en reflectancia ofrecido por los gabros con ortopiroxeno.

## RESUMEN

Las rocas intrusivas en corte fresco en el Complejo de Burguillos del Cerro presentan reflectancias distintivas, tanto en cuanto a reflectancia global, como en los picos de absorción resultantes de sus componentes minerales.

En lo referente a la reflectancia global, tanto las rocas en superficie fresca, como en superficie meteorizada, y los suelos desarrollados sobre ellas, presentan una progresión en reflectancia global en el visible y infrarrojo cercano, siendo las rocas básicas, oscuras y las ácidas, claras.

Las rocas pertenecientes a la asociación granítica ofrecen puntos de absorción característicos, estrechos y profundos, en 1.4 y 1.9  $\mu\text{m}$  por efecto del agua contenida en las inclusiones fluidas de los granos de cuarzo, y en 2.2  $\mu\text{m}$  por influencia de moscovita.

Una depresión amplia entre 0.8 y 2.1  $\mu\text{m}$  caracteriza las rocas de la asociación diorítica, además de débiles desplazamientos en 2.3  $\mu\text{m}$ , ocasionados por las abundancias relativas de hornblenda y biotita.

Los gabros noríticos exhiben grandes variaciones en el infrarrojo según la presencia predominante de hornblenda, o de piroxenos con distinta simetría cristalina. El predominio de clinopiroxeno produce un desplazamiento de 2.3 a 2.4  $\mu\text{m}$ . La presencia de biotita puede producir un efecto similar.

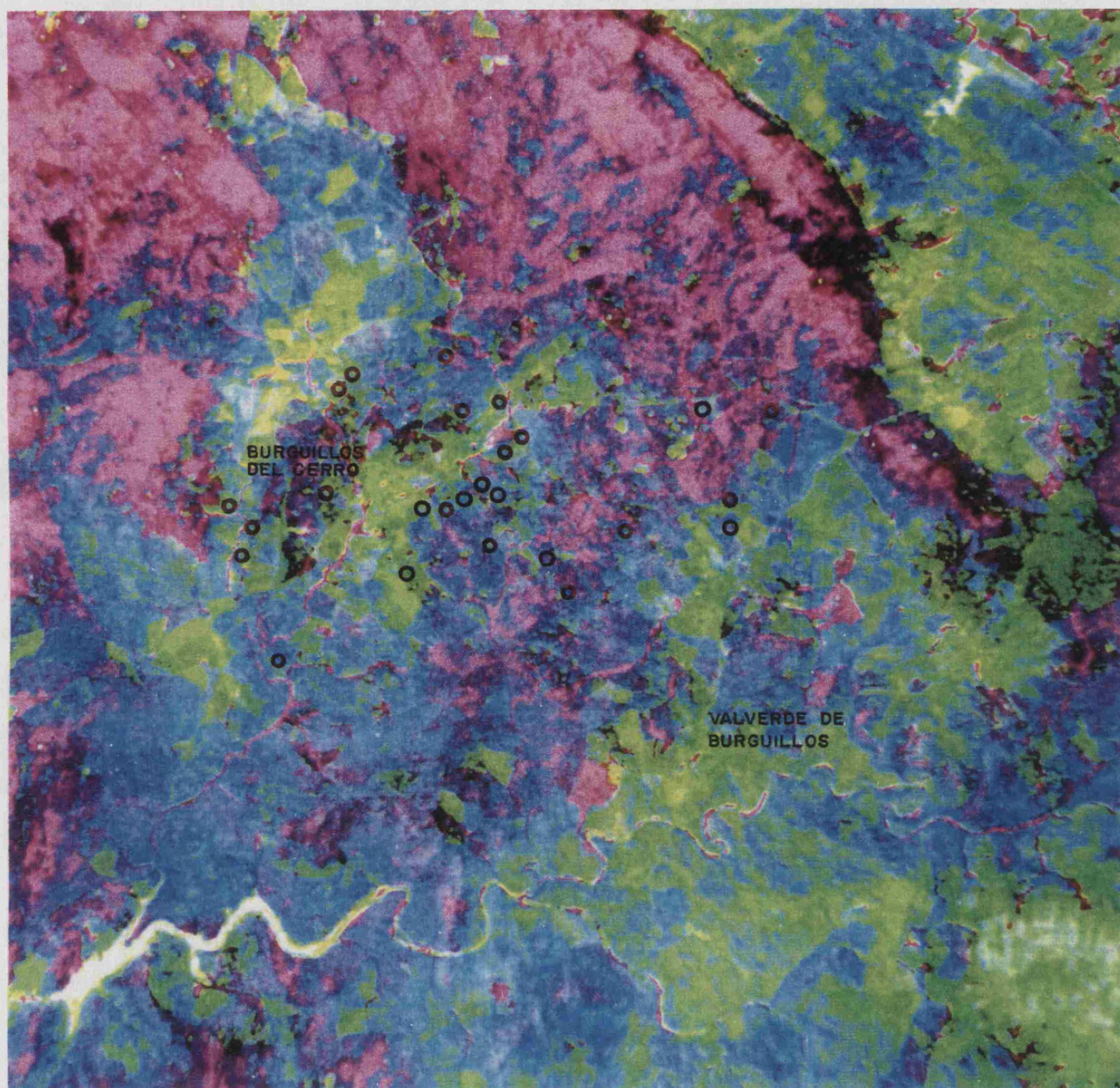
Tanto las rocas pertenecientes a la asociación diorítica y gabroica como las peridotitas presentan absorción en 2.3  $\mu\text{m}$ , por efecto de los aniones  $\text{OH}^-$  ligados a magnesio.

La alteración de las superficies de las rocas por meteorización, su recubrimiento por líquenes, y su desagregación produciendo material suelto, modifica la respuesta espectral del conjunto. Las áreas cubiertas por rocas graníticas, experimentan un oscurecimiento en albedo por estas causas, mientras que el resto aumentan generalizadamente su reflectancia. Con la excepción de los granitos, todas las demás rocas pierden sus sutiles caracteres de absorción distintivos. Sin embargo, sin contar con recubrimiento de líquenes, superficies frescas y meteorizadas de rocas, y suelos mantienen una secuencia progresiva de reflectancias desde bajas en rocas básicas a reflectancias altas en ácidas.

Las imágenes thematic mapper son capaces de detectar grados de acidez en rocas ígneas. Los datos de números digitales calculados sobre bandas individuales recogen un aumento de reflectancia global desde los términos más básicos a los más ácidos.

Revelan asimismo peculiaridades en el comportamiento espectral de rocas como los gabros noríticos, que se separan del conjunto de las rocas de composición básica al que pertenecen petrográficamente, para solaparse en sus respuestas espectrales con las rocas de composición ácida.

Aún dentro de una misma asociación de rocas, la distinta simetría cristalina de uno de sus componentes minerales influye en el distinto comportamiento espectral. Los gabros azules con orto o clinopiroxeno se agrupan en dos extremos de valores de reflectancia en los datos de bandas individuales de las imágenes thematic mapper.



- Rocas ácidas  
● Rocas básicas e intermedias

**Lam.4.1.** — Composición en color de los cocientes de bandas Thematic Mapper 5/7 (azul), 4/7 (rojo) y 2/4 (verde), mostrando tendencia hacia colores añil y rosa en las rocas ácidas, y verde en las rocas básicas e intermedias.

Roca	Color en imagen	5/7 azul	4/7 rojo	2/4 verde	Caract. absorción
Acidas	Añil	Medio	Bajo	Medio	H <sub>2</sub> O
Acidas	Rosa	Medio	Medio	Bajo	H <sub>2</sub> O
Básicas + intermedias	Verde	Bajo	Bajo	Alto	Fe <sup>3+</sup>

Tonos en composición de color de cocientes 5/7 (azul), 4/7 (rojo) y 2/4 (verde) para rocas ígneas ácidas y básicas y elementos en su composición mineralógica responsables de su comportamiento espectral.

**5.- EVALUACION ESTADISTICA DE MEDIDAS ESPECTRA-  
LES DE LABORATORIO EN ROCAS IGNEAS EN EL  
COMPLEJO DE BURQUILLOS DEL CERRO ENFOCADA A  
LA INTERPRETACION DE IMAGENES.**

## **5.- EVALUACION ESTADISTICA DE MEDIDAS ESPECTRALES DE LABORATORIO EN ROCAS IGNEAS EN EL COMPLEJO DE BURGUILLOS DEL CERRO ENFOCADA A LA INTERPRETACION DE IMAGENES**

### **INTRODUCCION**

Los sensores embarcados en satélites o aviones no proporcionan espectros continuos como los espectrofotómetros de laboratorio, sino que recogen datos de energía electromagnética reflejada por la superficie de la tierra en intervalos discretos de longitudes de onda. Estos intervalos varían según el sensor.

El sensor Thematic Mapper produce imágenes con datos de reflectancia en seis canales en el visible y infrarrojo cercano, y uno en el infrarrojo térmico. En lo sucesivo nos referiremos a cada canal como bandas.

Las bandas 1, 2 y 3 (0.43-0.55, 0.50-0.65, 0.59-0.73  $\mu\text{m}$  respectivamente), se sitúan en las regiones del azul, verde y rojo del visible. La banda 4 (0.73-0.94  $\mu\text{m}$ ) aparece en las longitudes de onda del infrarrojo próximo, y las bandas 5 (1.52-1.96  $\mu\text{m}$ ) y 7 (1.96-2.41  $\mu\text{m}$ ) se sitúan más alejadas. La banda 6 (9.81-12.61  $\mu\text{m}$ ) no ha sido considerada en este trabajo, por pertenecer al infrarrojo térmico y no disponer de datos de laboratorio en este rango de longitudes de onda.

Las medidas de reflectancia espectral en un espectro continuo se han sometido a cálculos para obtener los datos numéricos correspondientes a los intervalos de longitudes de onda registrados en los canales del Thematic Mapper. Sobre ellos se han realizado distintos cálculos comunes en tratamiento de imágenes.



El sensor transmite señales electrónicas con arreglo a funciones diferentes en cada canal, representadas en la figura 5.1. Las colas de las bandas del visible se solapan entre sí. Tampoco se trata de funciones gaussianas, sino asimétricas, lo que produce una desviación de la respuesta espectral hacia un cierto sector de las longitudes de onda comprendidas en cada canal.

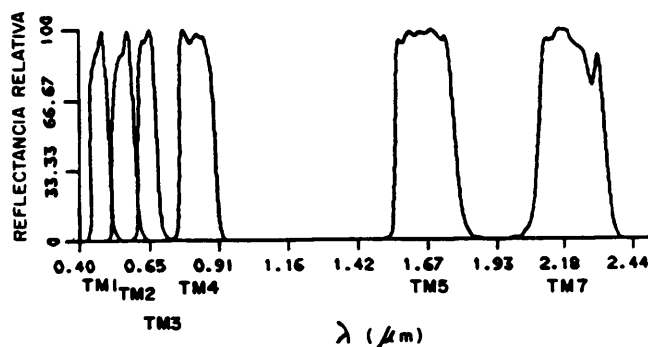


FIG. 5.1. FUNCIONES DE SEÑALES DE RESPUESTA DE ENERGIA ELECTROMAGNETICA PARA LOS CANALES DEL SENSOR THEMATIC MAPPER.

#### METODO DE ESTUDIO

El cálculo de cocientes de bandas en tratamiento digital de imágenes se utiliza tradicionalmente para tratar de realzar diferencias numéricas, a base de utilizar un numerador presumiblemente invariable respecto a la propiedad que se desea resaltar, y un denominador sensible respecto a la misma.

Se han calculado resultados numéricos aplicando filtros que ajusten los datos de reflectancia espectral de laboratorio a las funciones gaussianas correspondientes a las señales recogidas por

los sensores en los tramos de medidas espectrales de laboratorio comprendidos entre las longitudes de onda de los canales registrados por el sensor Thematic Mapper. Estos datos se han dividido unos por otros tratando de expresar diferencias observadas en las curvas espectrales, posiblemente detectables en imágenes.

Los resultados de los cocientes se han proyectado en diagramas bidimensionales para mejor apreciar el agrupamiento de distintos tipos de rocas según sus cocientes correspondientes. Estos diagramas se comparan con diagramas de cocientes equivalentes calculados en imágenes Thematic Mapper (RIAZA y GARCIA CASQUERO, 1989).

#### **COCIENTES CALCULADOS SOBRE REFLECTANCIAS ESPECTRALES EN ROCAS FRESCAS**

En las curvas de reflectancia de las rocas examinadas en superficies frescas se muestra una reflectancia bastante uniforme en la banda 5, por lo que puede utilizarse como referencia (fig.- 5.2). La banda 7 comprende las absorciones en  $2.3 \mu\text{m}$  por efecto de los grupos  $\text{MgOH}$  en rocas básicas e intermedias, así como la fuerte absorción en  $2.2 \mu\text{m}$  en granitos. Esto se traduce en un cociente 5/7 elevado para los granitos, intermedio para las rocas básicas, y bajo para las intermedias. Aunque las rocas básicas presentan una absorción más intensa en  $2.3 \mu\text{m}$ , éste es el punto más bajo de una caída progresiva de reflectancia desde  $2.05 \mu\text{m}$ . Siendo las curvas de las rocas intermedias más planas, el valor final para la banda 7 es proporcionalmente más bajo en las mismas que para las rocas básicas, y el cociente 5/7 resultante es superior en las rocas intermedias que en las básicas.

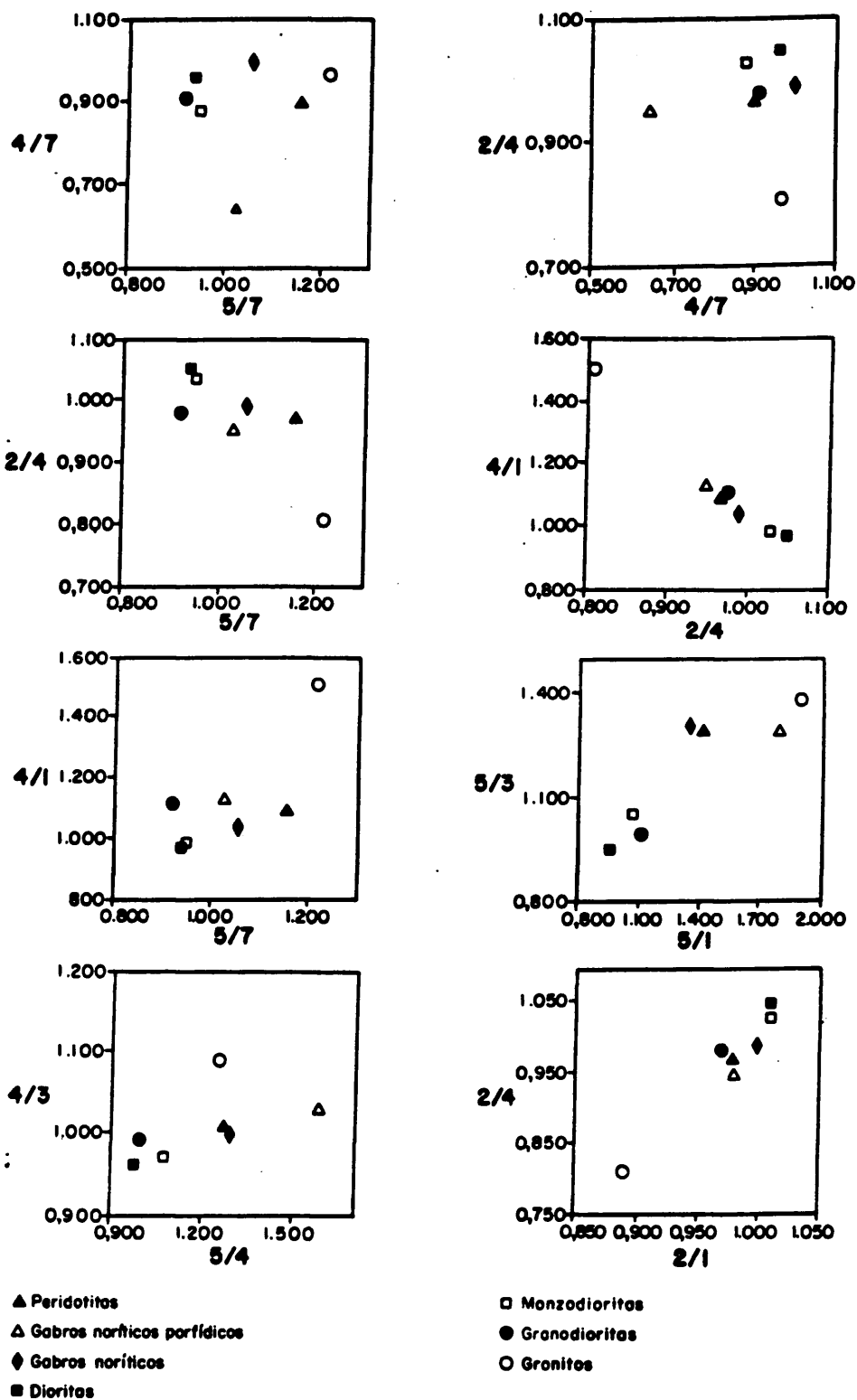


FIG. 5.2. DIAGRAMAS BIDIMENSIONALES DE COCIENTES CALCULADOS SOBRE VALORES DE CURVAS ESPECTRALES DE LABORATORIO SOBRE SUPERFICIES FRESCAS DE ROCAS EN LOS INTERVALOS DE LONGITUD DE ONDA DE LOS CANALES DEL THEMATIC MAPPER.

La banda 2 se sitúa en el punto más alto de la amplia depresión que caracteriza a las rocas intermedias, cuya reflectancia decrece hacia el infrarrojo en este sector. Por el contrario, la reflectancia de las rocas básicas decrece uniformemente hacia el visible desde el infrarrojo cercano. La anchura de la banda 4 hace difícil cuantificar la ligera elevación en reflectancia respecto a las bandas del visible en las rocas básicas. Por ello los cocientes  $4/1$  y  $2/1$  son muy parecidos para las rocas básicas e intermedias, aunque individualizan bien a los granitos, que ofrecen una caída de reflectancia fuerte hacia el visible. El cociente  $2/4$ , por el contrario, separa con valores ligeramente más altos las rocas intermedias de las rocas básicas, mientras que los granitos recogen los valores más bajos.

El cociente  $4/7$  separa las peridotitas y gabros porfídicos de los gabros azules, que se agrupan con las rocas intermedias y los granitos. Esto se debe a la más constante caída hacia el visible en peridotitas y gabros porfídicos, que resulta en valores inferiores para la banda 4, y, en consecuencia, para el cociente  $4/7$ . Esta circunstancia compensa los valores intermedios que las rocas básicas producen en la banda 7, y los comparativamente más bajos de las rocas intermedias y altos de las rocas ácidas. De este modo, rocas ácidas, intermedias y gabros noríticos azules toman valores altos en el cociente  $4/7$ , mientras que peridotitas y gabros porfídicos toman valores bajos.

La banda 1, al igual que la banda 5, ofrece un ordenamiento regular, y una reflectancia homogénea en todos los tipos de rocas, manteniendo reflectancias bajas en las rocas básicas, y altas en las ácidas. Así, el cociente  $5/1$  separa bien los tres grupos de rocas.

No ocurre lo mismo con el 5/3, donde la reflectancia comparativamente más alta de los granitos en la banda tres produce un cociente similar al de las rocas básicas. Se repite el mismo efecto en el cociente 5/4, que resulta en un agrupamiento similar al 5/3 de tipos de rocas.

El cociente 4/3 es susceptible de recoger las caídas inversas de reflectancia entre las rocas intermedias y las rocas básicas. Una vez más, los granitos se aproximan a las rocas básicas, si bien el valor del cociente 4/3 es mucho más alto para ellos.

#### **COCIENTES CALCULADOS SOBRE REFLECTANCIAS EN SUPERFICIES METEORIZADAS DE ROCAS, Y LIQUENES DESARROLLADOS SOBRE LAS MISMAS.**

Los resultados de calcular cocientes en los intervalos de longitudes de onda que recogen las bandas del Thematic Mapper en medidas de reflectancia en laboratorio sobre superficies meteorizadas de rocas, presentan en líneas generales las mismas tendencias a separar grupos de rocas que las superficies frescas de rocas (fig.- 5.3).

Aparecen discrepancias en diagramas bidimensionales cuando en los dos cocientes participa la banda 4. Al coincidir entre sus extremos longitudes de onda en los que se manifiesta la absorción por hierro, la diferencia en la intensidad de meteorización en unas rocas y otras es más evidente, resultando una desorganización de resultados respecto a la tendencia general de los distintos tipos de rocas, en cuanto a las medidas en superficies frescas de rocas se refiere.

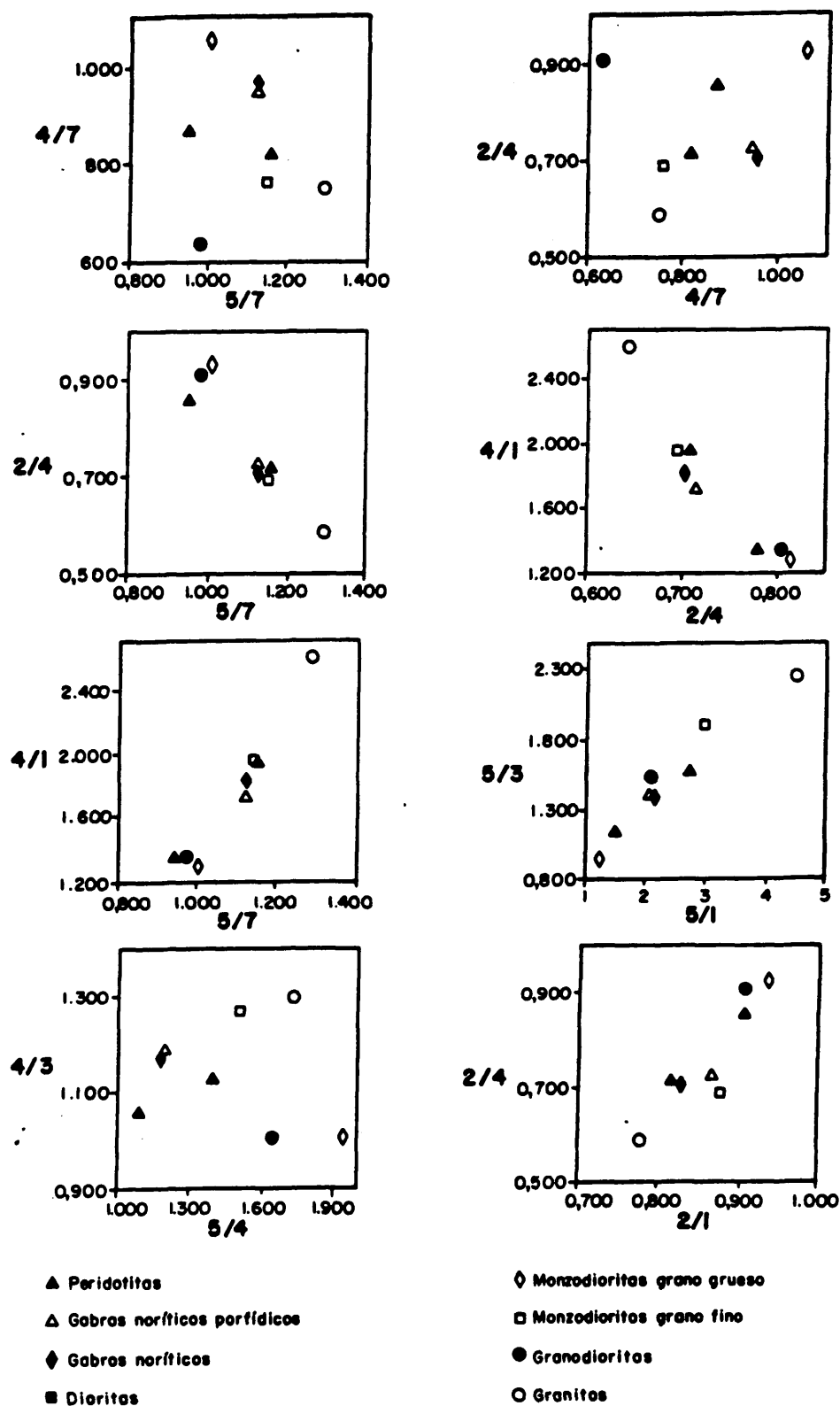


FIG. 5.3. DIAGRAMAS BIDIMENSIONALES DE COCIENTES CALCULADOS SOBRE VALORES DE CURVAS ESPECTRALES DE LABORATORIO SOBRE SUPERFICIES METEORIZADAS DE ROCAS EN LOS INTERVALOS DE LONGITUD DE ONDA DE LOS CANALES DEL THEMATIC MAPPER.

La desorganización en cuanto a afinidades petrográficas es especialmente notoria en el cociente  $4/7$ , y en menor medida, en el  $2/4$  y  $5/4$ . No es así en el  $4/3$  y  $4/1$ , a pesar de que la banda 4 figura en el numerador de ambos cocientes. Tanto la banda 1 como la banda 3 cubren intervalos de longitudes de onda sensibles a las absorciones por material ferruginoso, al igual que la banda 4. Puesto que tanto numerador como denominador están ligados a un comportamiento espectral paralelo en los cocientes  $4/3$  y  $4/1$ , sus valores encajan mejor en los agrupamientos de tipos de rocas reflejados por los diagramas dimensionales de cocientes.

Las facies periféricas internas monzodioríticas de grano fino se sitúan siempre próximas a las rocas básicas. Su curva de reflectancia espectral en superficie meteorizada es muy plana, revelando un grado de meteorización menor. También presenta en común con las rocas básicas una caída fuerte hacia el visible.

Tanto en superficies frescas como en superficies meteorizadas de rocas, son los cocientes  $5/1$  y  $5/3$  los que ofrecen un índice de regresión mejor en la distribución de los tres grupos de rocas ácidas, intermedias y básicas.

Los cocientes calculados para reflectancias observadas en superficies de rocas cubiertas por líquenes despliegan una distribución ajena a la composición mineralógica de las mismas, por lo que no se hace comentario detallado de su distribución. Sin embargo, se incluyen los diagramas binarios que representan los mismos cocientes de bandas (fig.- 5.4), a modo de muestra de la variabilidad que el recubrimiento de líquen introduce en la interpretación de la reflectancia de distintos tipos de rocas.

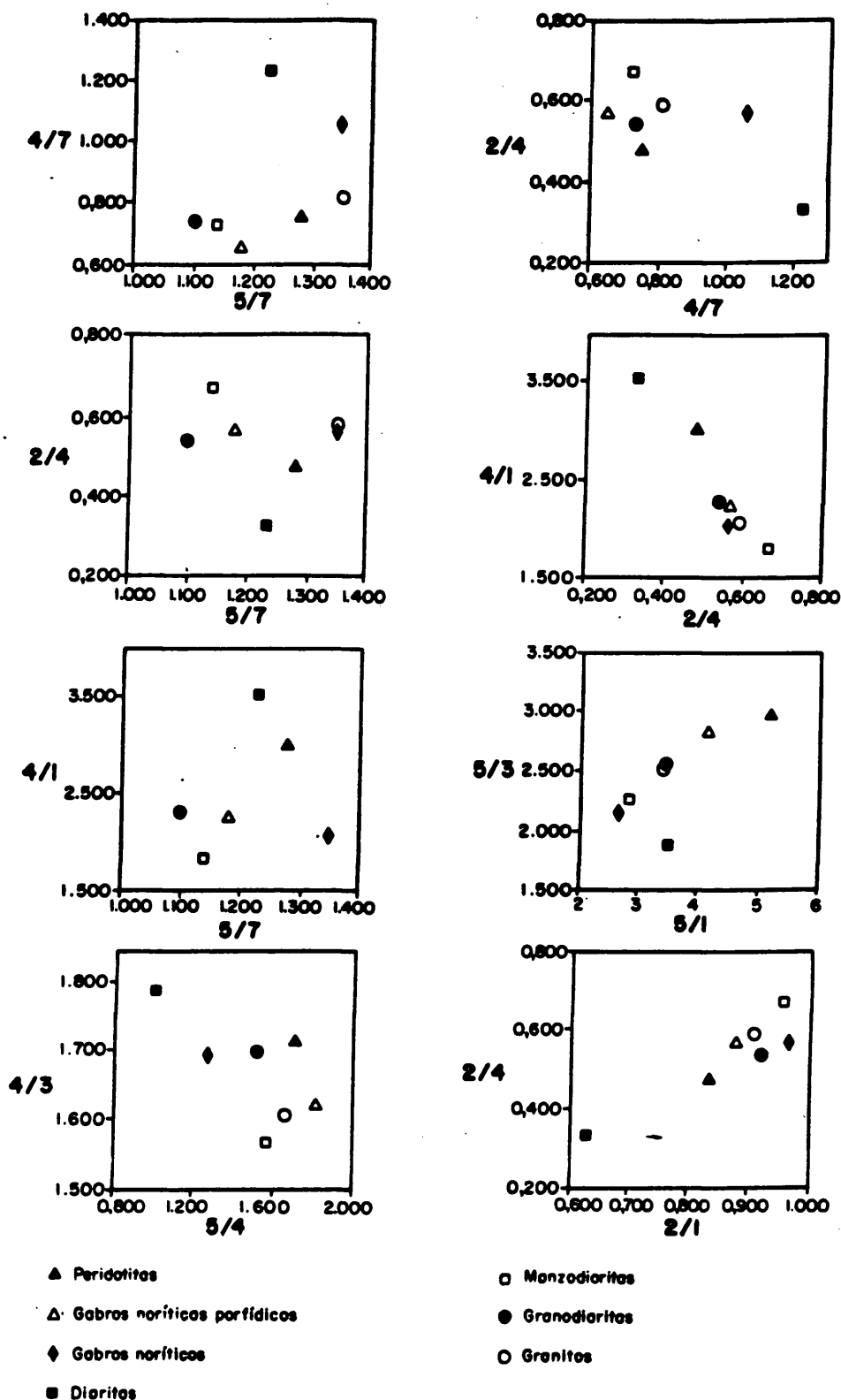


FIG. 5.4.

DIAGRAMAS BIDIMENSIONALES DE COCIENTES CALCULADOS SOBRE VALORES DE CURVAS ESPECTRALES DE LABORATORIO SOBRE SUPERFICIES DE ROCAS RECUBIERTAS POR LIQUEN EN LOS INTERVALOS DE LONGITUD DE ONDA DE LOS CANALES DEL THEMATIC MAPPER.



Si tomamos como ejemplo el diagrama formado por los cocientes 5/1 y 5/3, que separan razonablemente los distintos grupos de rocas, tanto en superficie fresca como meteorizada, el crecimiento de líquenes haría confundir las rocas graníticas con la mayor parte de las básicas, y viceversa, y mezclaría las rocas intermedias con otras rocas.

#### **COCIENTES CALCULADOS SOBRE REFLECTANCIAS DE SUELOS**

Las reflectancias en laboratorio sobre suelos describen una curva muy parecida para los distintos tipos de rocas sobre los que se desarrollan, siendo su principal diferencia la reflectancia global. Por ello, los cocientes de bandas no son susceptibles en principio de aportar grandes novedades en la separación de rocas.

Como ya ha sido reseñado con anterioridad (Cap.4, fig.4.9), es de esperar diferencias entre el visible y el infrarrojo, por la caída hacia el azul en el visible en forma de abanico que las curvas de reflectancia de los suelos describen.

Llama la atención en primer lugar el valor excepcionalmente alto para los suelos de los gabros porfídicos con facies Ojo de Culebra en el cociente 5/7 (fig.- 5.5). En la banda 5, la curva es ligeramente más plana que las demás, y asimismo ligeramente más pendiente hacia longitudes de onda elevadas en la banda 7. Esta ligera diferencia es suficiente para producir un cociente comparativamente más elevado que los suelos de las demás rocas.

El cociente 5/7 separa los suelos de las rocas intermedias de los desarrollados en rocas graníticas y básicas. Ello se debe a que la meseta en la banda 5 en las rocas intermedias está ligeramente

más inclinada hacia el visible que las demás, y por ello resulta un cociente menor.

Es el cociente  $4/7$  el que diferencia en grupos nítidos los suelos en las rocas intermedias, básicas, y ácidas. La reflectancia de los suelos en rocas intermedias es comparativamente más alta en la banda 7 que en los de otros grupos de rocas respecto a la banda 4, resultando cocientes muy bajos. Los valores más altos corresponden a suelos en rocas graníticas, cuyo ascenso de reflectancia desde el visible al infrarrojo es ligeramente menor.

Otros cocientes que tienen la banda 5 como numerador, como los  $5/1$ ,  $5/3$  y  $5/4$ , diferencian los granitos del resto, que toman valores bajos. El relativamente menos acentuado ascenso de reflectancia desde el visible al infrarrojo en los suelos de granitos, mencionado al hablar del cociente  $4/7$ , es responsable también de este hecho. El par de cocientes  $5/1$  y  $5/3$  ofrece el mejor índice de regresión en diagramas bidimensionales para la diferenciación de suelos en los tres tipos fundamentales de rocas.

Los suelos de las facies periféricas presentan una curiosa dispersión de valores en cocientes en que participan las bandas del visible, tales como los  $2/1$ ,  $2/4$ ,  $4/1$  y  $4/3$ . La ya mencionada diferencia de pendiente en la caída hacia el azul, mayor en los suelos de las facies monzodioríticas periféricas internas de grano grueso, que en los de las facies externas de grano fino, ocasiona valores altos en el  $2/1$  y  $2/4$  y bajos en el  $4/1$  y  $4/3$  para las primeras, y correspondientemente inversos para las segundas. La diferencia de pendiente es suficientemente acusada como para que los valores que los suelos desarrollados sobre los mencionados tipos de

roca en estos cocientes ocupen los valores extremos del conjunto de todas las rocas estudiadas.

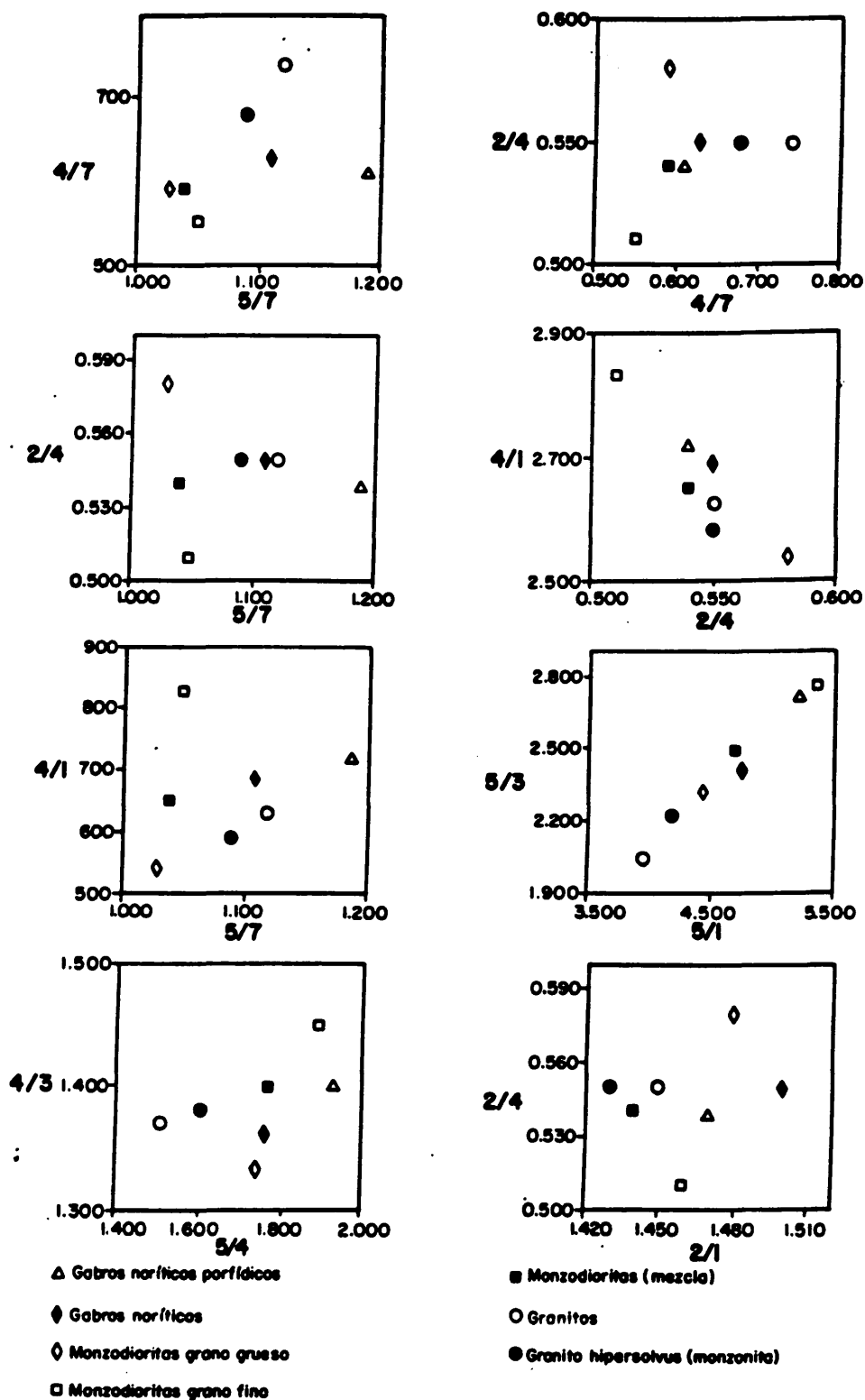


FIG. 5.5 DIAGRAMAS BIDIMENSIONALES DE COCIENTES CALCULADOS SOBRE VALORES DE CURVAS ESPECTRALES DE LABORATORIO SOBRE SUELOS EN LOS INTERVALOS DE LONGITUD DE ONDA DE LOS CANALES DEL THEMATIC MAPPER.

Las diferencias de pendiente en el tramo 0.4-0.8  $\mu\text{m}$  son responsables del caos en cuanto a agrupamiento de suelos en rocas, en lo que a afinidades petrográficas se refiere, en los cocientes 2/1, 2/4, 4/1 y 4/3.

#### **RELACION ENTRE COCIENTES CALCULADOS EN LABORATORIO Y PROCEDENTES DE TRATAMIENTO DE IMAGENES**

El complejo de Burguillos del Cerro es un plutón semicircular de tres kilómetros aproximadamente de diámetro, que exhibe una gran heterogeneidad en la distribución espacial de las rocas aflorantes, así como en la variabilidad espectral registrada en las imágenes Thematic Mapper (RIAZA y GARCIA CASQUERO, 1989). En un margen muy estrecho de homogeneidad espectral, se seleccionaron áreas de entrenamiento correspondientes a afloramientos ciertos de cada uno de los tipos de roca cartografiados, con su cortejo de suelos y variedad de asociaciones vegetales.

Los valores de números digitales obtenidos en las bandas individuales del Thematic Mapper apuntaban la progresión en reflectancia global que ha sido confirmada con medidas de laboratorio realizadas sobre distintas superficies de roca y suelos (RIAZA y GARCIA CASQUERO, 1989).

Revelan asimismo peculiaridades en el comportamiento espectral de rocas como los gabros noríticos, que se separan del conjunto de las rocas de composición básica al que pertenecen petrográficamente, para solaparse en sus respuestas espectrales con las rocas de composición ácida.

Los resultados de los cocientes resultantes en tratamiento de imágenes Thematic Mapper para los distintos tipos de roca asignados a las áreas de entrenamiento se representaron en diagramas bidimensionales (fig.- 5.6).

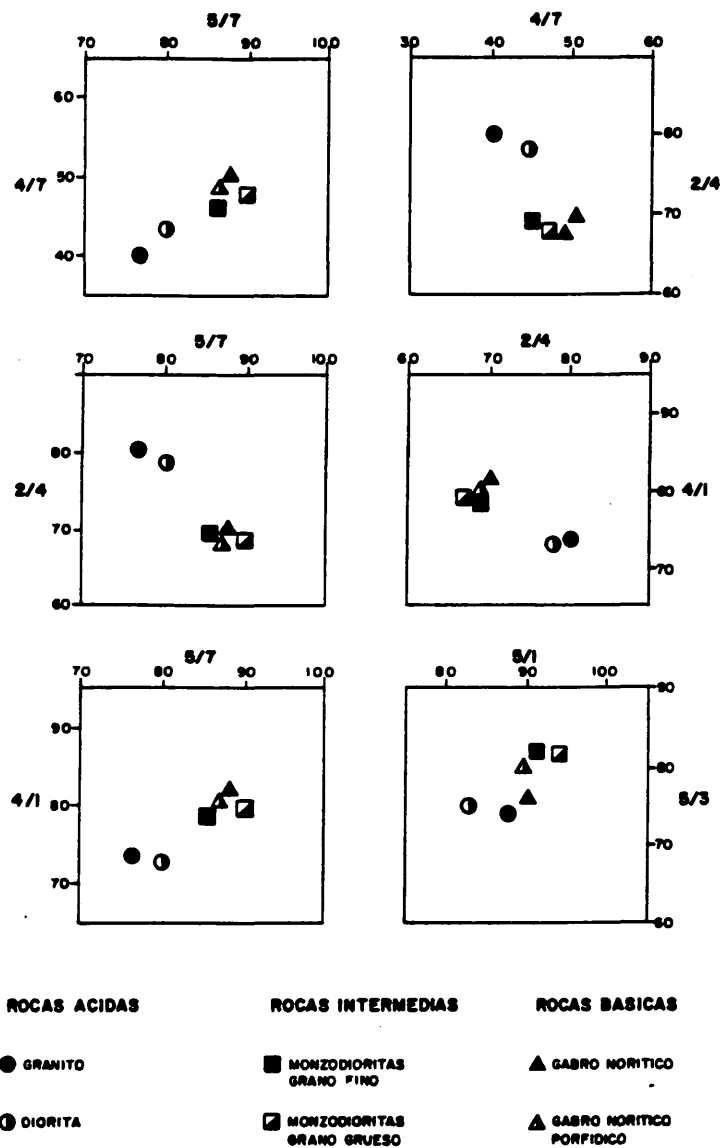


FIG. 5.6 DIAGRAMAS BIDIMENSIONALES DE COCIENTES CALCULADOS SOBRE IMAGENES THEMATIC MAPPER.

El análisis de regresión aplicado a los mismos aconsejó el uso de los cocientes  $5/7$ ,  $4/7$ ,  $2/4$  y  $4/1$  para distinguir rocas de la asociación granítica de los demás tipos de rocas. Los cocientes  $5/1$  y  $5/3$  colaborarían a la distinción entre rocas básicas e intermedias, de las rocas de la asociación granítica y diorítica, a las que se incorporan los gabros noríticos no porfídicos.

Estas observaciones han orientado el análisis de cocientes de bandas realizado sobre medidas de reflectancia en laboratorio, con el objeto de establecer un contraste.

De modo general, y como es de esperar por la mezcla de distintos elementos en la superficie de la tierra, los datos de imágenes Thematic Mapper son mucho más confusos en la separación de distintos grupos de rocas que las medidas de laboratorio. Lo más optimista en imágenes ha sido la separación de dos grupos de rocas, mientras que en laboratorio se pueden llegar a distinguir los tres grandes grupos de rocas en función de su índice de acidez.

Los diagramas de cocientes equivalentes en medidas de laboratorio y imágenes no se parecen, con la excepción del par  $5/3$  y  $5/1$  para suelos. Aunque la distribución en diagramas bidimensionales no coincida para los distintos tipos de rocas representados, los cocientes seleccionados con tratamiento de imágenes coinciden con varios de los seleccionados en medidas de reflectancia de laboratorio.

El par  $5/3$  y  $5/1$  ofrece la mejor distribución de los distintos tipos de rocas, tanto en medidas realizadas sobre superficies frescas y meteorizadas de rocas, como en suelos. El cociente  $4/7$  en suelos refleja de modo óptimo las diferencias de índices de acidez

referidos a sus rocas correspondientes. El  $2/4$  hace el mismo papel tanto en medidas en superficies frescas como meteorizadas de rocas.

Tomando como muestra el par de cocientes  $5/3$  y  $5/1$ , en superficies frescas y meteorizadas de rocas, los granitos presentan los valores más altos, mientras que en suelos son los más bajos. Rocas y suelos neutralizarían de alguna manera su efecto en una superficie que combine la reflectancia de ambos, y sobre cuya reflectancia se calculen los mencionados cocientes. Pero el hecho de que sus reflectancias respectivas estén mejor separadas tanto en suelos como en rocas, convierte a estos cocientes en potenciales discriminadores de las rocas correspondientes, aunque el orden de valores resultantes no sea una combinación sencilla de los componentes individuales que contribuyen a la reflectancia conjunta.

La superposición de la respuesta espectral de todos los materiales que aparecen en una unidad superficial terrestre no es necesariamente un promedio de las respuestas espectrales individuales de cada uno de ellos, como se ha comprobado en repetidas ocasiones en mezclas de distintos minerales (NASH y CONEL, 1974; SINGER, 1981; GAFFEY, 1985; CLARK, 1983). No es de esperar, por ello, que los resultados numéricos calculados sobre imágenes imiten fielmente los resultados de variaciones sutilísimas proporcionados por las medidas de laboratorio, como se ha comprobado en este capítulo. Sin embargo, es razonable esperar que los cálculos que han resultado más esclarecedores en laboratorio tengan más probabilidad de producir mejores resultados en imágenes.

## RESUMEN

Los resultados de efectuar cocientes entre valores producidos por la aplicación de funciones que simulan la señal recogida por los sistemas electrónicos del sensor Thematic Mapper sobre medidas de reflectancia en laboratorio entre 0.4 y 2.5  $\mu\text{m}$  sobre rocas intrusivas y suelos, se comparan con cálculos equivalentes procedentes de imágenes Thematic Mapper.

Las imágenes thematic mapper presentan los cocientes 5/7, 4/7 y 2/4 como mejores discriminadores de las asociaciones graníticas y dioríticas respecto a la asociación gabroica. Los extremos más básicos con mayor abundancia de minerales opacos y máficos se individualizan mejor en los cocientes 5/1 y 5/3.

Los cocientes calculados sobre medidas de laboratorio realizadas sobre superficies frescas de rocas se asemejan a los obtenidos en superficies meteorizadas de las mismas rocas.

El cociente 4/7 en medidas de superficies frescas de rocas presenta una separación mejor de distintos tipos de rocas en función de su índice de acidez en términos petrológicos. Puede añadirse el 4/3. El par 5/3 y 5/1 presenta una distribución más próxima a una línea recta en los distintos tipos de rocas.

Distintas características de las curvas de reflectancia contribuyen a la selección de los cocientes anteriores. La banda 4 recoge el punto más alto en la caída de reflectancia hacia el visible que experimentan las rocas ácidas y básicas en superficie fresca, y casi todas las medidas en superficie meteorizada. La banda 7 recoge las absorciones en 2.3  $\mu\text{m}$  por efecto de aniones OH ligados



a magnesio, y en  $2.2 \mu\text{m}$  por los mismos aniones ligados a aluminio. Las bandas 1 y 3 comprenden absorciones por presencia de minerales ferruginosos.

Ligeras diferencias en las pendientes de los distintos tramos en las muy parecidas curvas de reflectancia medidas sobre suelos producen diferencias sensibles en los cocientes. También en las curvas de los suelos es el cociente  $4/7$  el que distribuye tipos de rocas con más claridad, y el par  $5/1$ ,  $5/3$  el que reproduce la mayor aproximación a una disposición lineal.

Los diagramas bidimensionales que representan pares de cocientes son similares en los obtenidos en medidas sobre superficies frescas y meteorizadas de rocas, y difieren en suelos. La discrepancia es notable con diagramas equivalentes obtenidos en imágenes de satélite, por efecto de la mezcla en píxeles de efectos de meteorización, vegetación, además del calibrado de las imágenes y las correcciones previas al tratamiento que se describe en este trabajo.

Puesto que la reflectancia resultante de la mezcla de distintos materiales no es una combinación lineal de las reflectancias de cada uno de ellos, no es de esperar diagramas similares en combinaciones de cocientes calculados sobre medidas de reflectancia de laboratorio y imágenes. No obstante, cocientes que han mostrado mejor capacidad discriminatoria en medidas de laboratorio mantienen potencialmente la misma capacidad en imágenes obtenidas desde satélites.

**6. EL COMPLEJO ESQUISTO-GRAUVAQUICO EN EL AREA DE  
VALENCIA DE ALCANTARA-PUEBLA DE OBANDO  
(CACERES-BADAJOS)**



## 6. EL COMPLEJO ESQUISTO-GRAUVAQUICO EN EL AREA DE VALENCIA DE ALCANTARA-PUEBLA DE OBANDO (CACERES-BADAJOS)

### INTRODUCCION

Fué Carrington da Costa en 1950 el primero en usar el término "Complejo Xisto-Grauvaquico" para designar al conjunto de alternancias de pizarras y grauvacas que afloran extensamente en la Zona Centroiberica de LOTZE (1945), en posición estratigráfica anterior al Ordovícico, entonces considerado Silúrico. Desde entonces se ha acuñado extensamente a un lado y otro de la frontera, y han avanzado los conocimientos en su estratigrafía y distribución paleogeográfica.

El Complejo Esquisto Grauováquico del área de estudio aflora cerca del límite meridional de la Zona Centroibérica con la Zona de Ossa Morena, en el núcleo de un anticlinal con traza axial noroeste-sureste conocido como Domo Centroextremeño (SAN JOSE LANCHAS, 1983) (fig.6.1).



FIG. 6.1. ESQUEMA DE SITUACION DEL AREA DE ESTUDIO (EN MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA E.  
1:50.000, 1982).

Las estructuras de grandes dimensiones que siguen esta dirección en la Zona Centriberica se atribuyen a la orogénesis hercínica, y tienen una superficie axial subvertical, con tendencia a verger hacia el sur a medida que se aproxima la Zona de Ossa Morena.

Las primeras observaciones en imágenes sugirieron diferencias espectrales con posible significado estructural. Dada la gran monotonía litológica de la serie estratigráfica, se planteó un estudio detallado de medida de elementos estructurales en el campo (Cap.7), observación de microestructuras en pelitas y grauvas enfocada a la apreciación de estadios de deformación e influencia del metamorfismo térmico (Cap.8), y reflectancia en laboratorio sobre muestras de rocas y suelos desarrollados sobre las mismas en diferentes regiones del área de estudio (Cap.9).

Todo ello permite establecer relaciones entre la reflectancia observada en imágenes (Cap.10), y los rasgos correspondientes a la deformación y secuencia de distintos acontecimientos en la historia geológica de la región (Cap.11). La apreciación del significado estructural de diferencias espectrales en imágenes se ve cualificada de este modo con técnicas convencionales de análisis estructural, así como de estudio de reflectancia sobre rocas y suelos efectuado en laboratorio.

## ESTRATIGRAFIA

De modo general, se han distinguido en el Complejo Esquisto Grauváquico dos unidades litológicas separadas por una discordancia angular (LOTZE, 1956, CRESPO LARA, 1972, ARBIN y TAMAIN, 1973,

HERRANZ et al, 1977, MORENO, 1977, BRASIER et al, 1979, SAN JOSE, 1984, PIEREN et al, 1988, ORTEGA y GONZALEZ LODEIRO, 1986).

La unidad inferior, generalmente llamada Alcudiense inferior, consiste en una alternancia de grauvacas y lutitas, con predominio de las últimas. En la base de esta serie aparecen unas capas de arcosas vulcanogénicas más o menos porfiroides y a veces neisificadas, seguidas de conglomerados con cantos de cuarcitas y liditas, que muestran un tránsito lateral con las arcosas (SAN JOSE LANCHA, 1983).

Las lutitas de la unidad inferior muestran secuencias granodecrecientes, y en ocasiones lenticulas de areniscas correspondientes a canales de techo plano y base erosiva. Se observa generalizadamente laminación paralela y acintada o oblicua, y algunas huellas de carga y ripples de longitud de onda centimétrica. Las grauvacas son de un grano demasiado fino para identificar la litología de los fragmentos, aunque pueden citarse pizarras, pegmatitas, micaesquistos y rocas volcánicas ácidas y básicas. Destaca la abundancia de feldespatos, en especial plagioclasas, y cuarzo.

El Alcudiense superior descansa sobre la serie descrita separado por una discordancia angular (fig.6.2). Está formado por una alternancia de pizarras y grauvacas de potencias comparativamente mayores que en la unidad inferior. Un tramo de microconglomerados en la base de la serie sirve de término de referencia. Aparecen areniscas gruesas microconglomeráticas y pizarras con cantos dispersos. La cuarcita ordovícica se apoya discordantemente sobre el Alcudiense superior.

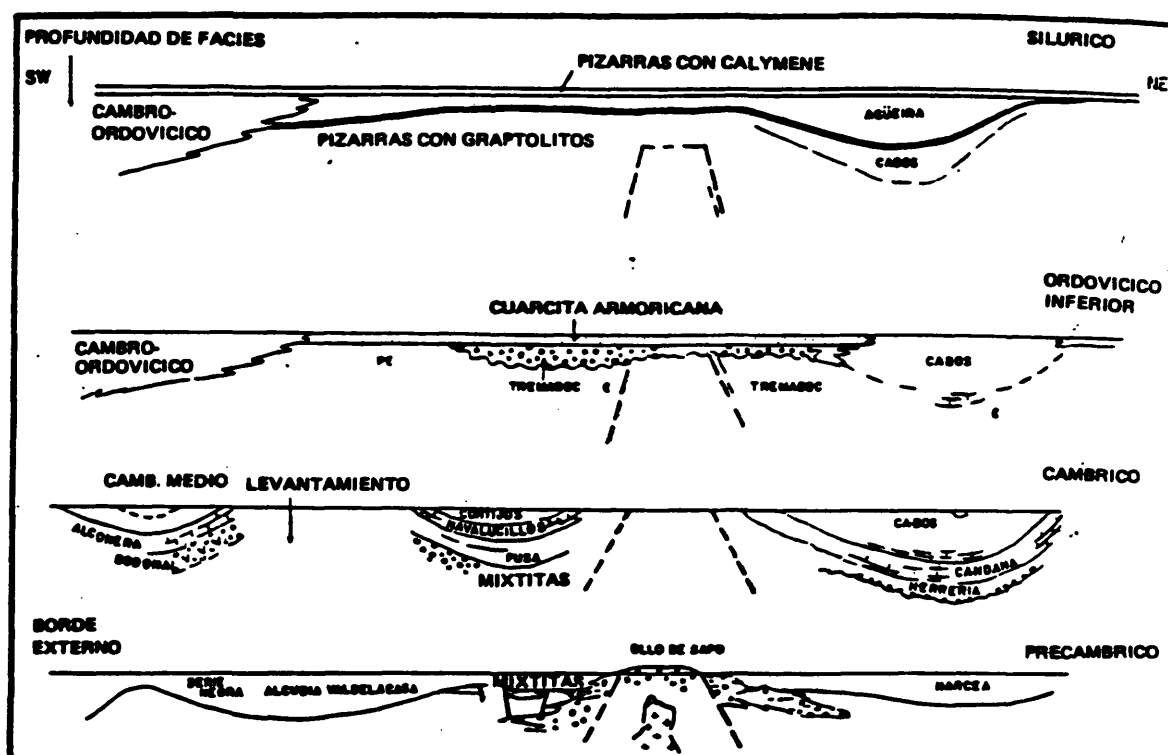


La litología observada en el área de estudio se atribuye al Alcudiense inferior, y sería equivalente a las series atribuidas al Grupo Inferior (SAN JOSE LANCHÁ, 1983), las Capas de Facies Alcudía de BOUYX (1970), el Alcudiense inferior de TAMAIN (1970) retomado por HERRANZ (1977). En las investigaciones más recientes, encuadraría en el Grupo Domo Extremeño (ALVAREZ-NAVA et al. 1988), y la Formación Rosmaninhal, facies Perais, definida en Portugal (ROMAU, com.pers., 1989), así como la Serie inferior mencionada en el Domo de las Hurdes (ALVAREZ-NAVA et al., 1988). Los tramos pelíticos predominan sobre los arenosos en las cercanías del granito de Nisa-Alburquerque, observándose un aumento progresivo de niveles arenosos hacia el norte, así como un incremento en la potencia de los mismos.

Los datos paleontológicos existentes en el valle de Alcudía le atribuyen una edad Rifeense superior (MITROFANOV y TIMOTEIEV, 1977, en SAN JOSE LANCHÁ, 1983), se basan en dataciones realizadas con acritarcos. Las potencias estimadas alcanzan los 9000 m, medidos en el Anticlinal de Valdelacasa (ALVAREZ-NAVA et al., 1988).

#### PALEOGEOGRAFIA

La serie turbidítica que constituye el Alcudiense inferior depositada durante el Precámbrico superior consiste en una sedimentación pelítica en régimen distensivo, en dos cuencas separadas por un geanticlinal acompañado de vulcanismo ácido (fig.6.3) (VEGAS, 1978), de las cuales el área de estudio aparece en el surco meridional (BARD et al. 1973). La orogenia Panafricana se manifiesta en estos materiales por la formación de pliegues laxos, y finaliza con una transgresión cámbrica con depósito de materiales carbonatados y pelíticos de facies de plataforma, que no afloran en el área de estudio.



- Cortes paleogeográficos esquemáticos desde el final del Precámbrico al Silúrico, según VEGAS (1978).

FIG. 6.3. CORTES PALEOGEOGRAFICOS ESQUEMATICOS DESDE EL FINAL DEL PRECAMBRICO AL SILURICO (en VEGAS, 1978).

## DEFORMACION

### Deformación prehercínica

Durante los últimos cincuenta años, se ha mencionado repetidamente la existencia de una discordancia intraprecámbrica que separaría el Alcudiense superior del inferior, tanto en la Zona Cetroibérica central como en el Noroeste del Macizo Hespérico (LOTZE, 1956a; HERRANZ et al., 1977; BRASIER et al., 1979; CRESPO



LARA, 1972; ARBIN y TAMAIN, 1973; MORENO, 1977; SAN JOSE, 1983; ORTEGA y GONZALEZ LODREIRO, 1986; PIEREN et al., 1987).

La discordancia intraprecámbrica descrita en el valle de Alcu-  
dia separa dos conjuntos diferenciables litológicamente, consis-  
tiendo el superior en una serie de formaciones detríticas y  
carbonatadas, y el inferior en una alternancia monótona de pizarras  
y grauvacas. Los materiales precámbricos en que se encuadra este  
trabajo pertenecerían al conjunto inferior.

La existencia de una deformación prehercínica se manifiesta  
además de por la existencia de una discordancia angular  
intraprecámbrica, no observable en el área de estudio, por la apa-  
rición de esquistosidades que cruzan flancos de pliegues sin cambiar  
de dirección, así como por una disposición divergente de las  
líneaciones de intersección en ambos flancos de los mismos pliegues,  
que no coincide con su eje. En algunos casos, la esquistosidad es  
perpendicular al plano axial de los pliegues (GARCIA SANSEGUNDO et  
al., 1987; RODA QUEROL, 1986). La edad atribuida a los materiales  
afectados por la deformación prehercínica apunta a una edad  
Rifeense-Vendiense superior. No se aprecian signos de la existencia  
de un metamorfismo contemporáneo a esta etapa.

El Ordovícico se sitúa discordantemente sobre los materiales  
cámbricos y precámbricos. Esta discordancia (Sárdica) se considera  
de tipo erosivo (GARCIA SANSEGUNDO et al., 1987), sin que se le  
asocie una deformación importante. La edad de esta deformación, de  
acuerdo con la de los materiales afectados, se situaría entre el  
Cámbrico inferior y el Ordovícico inferior.

### Deformación hercínica

Las principales estructuras observadas se deben a la orogenia hercínica, a la que se atribuye una edad Devónico Superior-Estefaniense medio (GARCIA SANSEGUNDO et al., 1987).

La deformación más importante se manifiesta en forma de pliegues acompañados de esquistosidad y de un metamorfismo regional de bajo grado. Los pliegues son apretados y asimétricos con plano axial vertical, y ejes que oscilan desde subverticales a subhorizontales buzando generalizadamente al noroeste. Los flancos de los pliegues suelen ser rectos en los materiales pelíticos con ángulos de aplastamiento próximos a 60.

En las etapas tardías de la deformación hercínica se produce la intrusión de granitos en diferentes pulsos con posterioridad al plegamiento y al desarrollo de esquistosidad asociada al mismo (JULIVERT, RIBEIRO y CONDE, 1977).

Localmente se observan cisallas verticales de poca entidad posteriores a las estructuras anteriormente descritas.

### Deformaciones tardías

Se superpone a estas estructuras relativamente dúctiles una red de fracturas tardías en dos direcciones preferentes de edad Estefaniense-Pérmico (JULIVERT, RIBEIRO y CONDE, 1977). La más frecuentemente representada cartográficamente, y que proporciona los desplazamientos horizontales en sentido levógiro de mayor envergadura, sigue una dirección NE-SO. La Falla de Plasencia es el ejemplo

más notable (ARTHAUD y MATTE, 1975). Con frecuencia se les asocian diques básicos.

Con menor importancia, se observan fracturas de desplazamiento horizontal en sentido dextrógiro en dirección ONO-ESE paralelas a las direcciones de las estructuras hercínicas mayores. Su aparición generalizada en el granito de Nisa-Alburquerque, considerado una intrusión tardía (LOPEZ-PLAZA y MARTINEZ CATALAN, 1988), permite su inclusión en esta etapa de fracturación tardía.

Las fracturas de la etapa hercínica tardía controlan la sedimentación en cuencas estefanienses y terciarias. En el área de estudio no se ha probado la existencia de fracturas producidas en etapas posteriores, reseñadas en otras zonas del Macizo Hespérico de la Península Ibérica.

**7.-ESTRUCTURAS MENORES EN EL COMPLEJO  
ESQUISTO-GRANVAQUICO**

## **7.- ESTRUCTURAS MENORES EN EL COMPLEJO ESQUISTO- GRAUVAQUICO.**

### **INTRODUCCION**

El CEG describe un amplio antiforme en el borde meridional de la Zona Centroibérica, en cuyo núcleo intruye el granito de Nisa-Alburquerque (fig.7.1). El flanco septentrional del sinclinal de Gévora constituye el flanco meridional de este antiforme (CASAS RUIZ y SANTOS DIAZ, 1982), y es fundamentalmente el flanco septentrional el que ha acaparado la atención en este estudio.

Las estructuras mayores, atribuidas a la orogenia hercínica principal, siguen una dirección general ONO-ESE. Los materiales precámbricos mantienen una disposición constante en la misma dirección, con buzamientos verticales.

En este capítulo, se describen las estructuras menores observables a escala de afloramiento, y las relaciones en cuanto a la historia de la deformación que pueden deducirse de las mismas.

La cronología relativa de las estructuras se basa en relaciones morfológicas y de superposiciones geométricas que las agrupan en varias generaciones. No se han comprobado en ningún caso con dataciones absolutas, y su ordenamiento cronológico se ha ajustado a descripciones convencionales en la Zona Centroibérica (DIEZ BALDA, 1986; JULIVERT, RIBEIRO y CONDE, 1975). Ello no impide que puedan hacerse precisiones acerca de la contemporaneidad o solapamiento en el tiempo de estructuras atribuidas aquí a distintas generaciones (WILLIAMS, 1985).

## METODO DE ESTUDIO

Las características que se describen en este capítulo se basan en la observación en afloramientos de estructuras. Superficies y lineaciones se han medido con brújula, y proyectado estereográficamente en plantilla equiáreal de Schmidt, hemisferio inferior. Las lineaciones de intersección se han medido tomando el ángulo con la horizontal del plano sobre la superficie de esquistosidad, y calculando posteriormente la dirección y buzamiento reales en plantilla de Wulff. Los cálculos de contornos siguientes se han realizados basados en estas proyecciones (TURNER y WEISS, 1963).

Para las descripciones morfológicas de pliegues se han utilizado fotografías de secciones ortogonales a las trazas axiales de los mismos. El trazado de isogonas no sigue un intervalo angular regular, sino que ha sido sugerido por la forma de las superficies plegadas.

Las medidas de campo de superficies de estratificación, esquistosidad, ejes de pliegues, lineaciones de intersección, y puntos de muestreo, se han implementado en una base de datos espacial digital por medio de un sistema de información geográfico basado en coordenadas UTM. La descripción de la variabilidad espacial de estas estructuras, sus relaciones con la historia de la deformación y la variabilidad espectral observada en imágenes de satélite es objeto de otros capítulos.

## DEFORMACION PREHERCINICA

La deformación hercínica proporciona las estructuras predominantes, en forma de pliegues a los que se asocia una superficie de esquistosidad muy desarrollada.

Sin embargo, esta esquistosidad corta en algunos casos a los dos flancos de los pliegues, en una dirección que forma un ángulo elevado con la superficie axial de los mismos (fig.7.1) (RODA QUEROL, 1986).

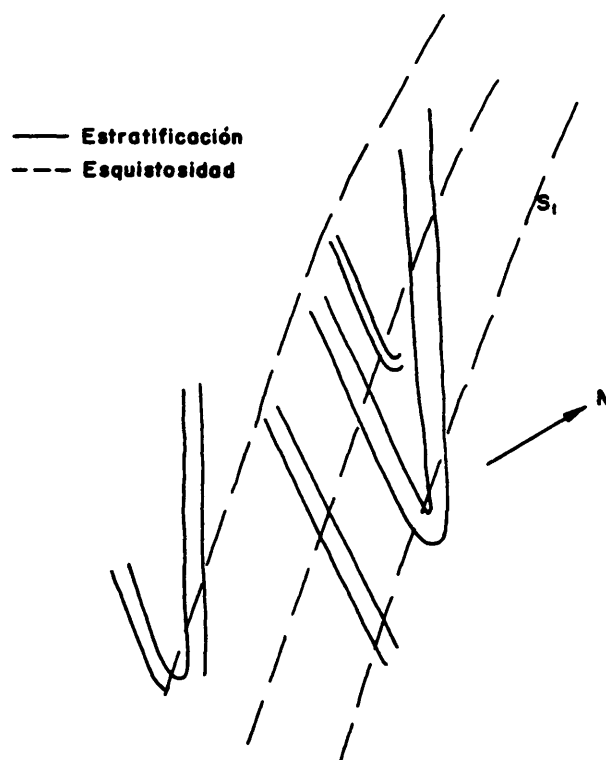


FIG. 7.1 PLIEGUES CUYOS FLANCOS ESTAN AFECTADOS POR LA ESQUISTOSIDAD HERCINICA PRINCIPAL TRANSECTA A ANGULO ALTO.

Pueden observarse en las charnelas de los pliegues lineaciones oblicuas a los ejes de los mismos. Las lineaciones describen una forma sigmoidal indicando un desplazamiento de las superficies axiales de los pliegues en sentido levógiro, indicando una posición inicial de las lineaciones más N-S que la esquistosidad principal hercínica (lam.7.1A). Se trata de lineaciones que forman un ángulo mínimo con la traza axial en la charnela, aumentando hacia los flancos, descritas como del tipo 2b por GOSH y CHATERJEE (1975).

La observación de lineaciones oblicuas a la traza axial de pliegues ha sido objeto de discusión acerca de las relaciones temporales entre unas y otras estructuras. Se ha interpretado en casos como efecto de una deformación progresiva correspondiente al mismo acontecimiento (BORRADAILE, 1978; GOSH y CHATERJEE, 1975; SANDERSON et al, 1980). Si bien esto es plausible en el caso de ángulos pequeños entre las dos direcciones, no resulta tan fácil de aceptar para ángulos mayores.

También las esquistosidades que transectan pliegues han sido descritas en distintas ocasiones (WILLIAMS, 1985; POWELL et al, 1974; STRINGER, 1975). Aunque es discutible su secuencia temporal relativa, sí se ha llegado al acuerdo de que la esquistosidad transecta es la esquistosidad más temprana reconocible, y que los pliegues son los más tempranos reconocibles.

En el área de estudio, la esquistosidad transecta es la esquistosidad hercínica principal asociada a los pliegues de mayor desarrollo. Deducimos que ha existido una deformación anterior a la fase hercínica principal, que se denomina prehercínica por convencionalismo, aunque podría tratarse de movimientos protohercínicos.



Abunda en favor de la existencia de un plegamiento anterior a la formación de la esquistosidad hercínica principal, que acompañaría a la formación de pliegues de una generación posterior, la observación de pliegues de eje horizontal en el Paleozoico, no existiendo excepto en casos excepcionales en rocas de edad posterior al precámbrico, pliegues de eje vertical (OEN ING SOEN, 1970; RIBEIRO, 1974; LEFORT y RIBEIRO, 1974; DIEZ BALDA, 1980). Esta aseveración descarta la trasposición de esquistosidades respecto a los planos axiales de los pliegues por mecanismos de deformación progresiva.

Las lineaciones de intersección entre las superficies de estratificación y esquistosidad hercínica principal (fig.7.4) muestran una distribución muy uniforme en amplias áreas de la zona de estudio. De ello se deduce (ELLIOT, 1968) que los pliegues anteriores a la fase de deformación hercínica principal eran pliegues cilíndricos con charnelas próximas a la actual lineación de intersección. Una discusión más detallada se hará en otro capítulo.

Entre los numerosos diques de cuarzo de espesores variados que aparecen en distintas disposiciones, no escasean aquellos que están plegados afectados por la superficie de esquistosidad principal hercínica. Estos diques muestran en lámina delgada un considerable aplastamiento de los granos de cuarzo en la dirección de elongación mineral, así como cierta orientación preferente.

#### **DEFORMACION HERCINICA**

La deformación hercínica se manifiesta en un plegamiento apretado acompañado de la formación de esquistosidad. Con menor intensidad, aparece una esquistosidad de crenulación posterior

subperpendicular a la esquistosidad principal, y se desarrolla una etapa de fracturación y cisallamiento dúctil localmente.

#### **A. Fase de deformación principal**

##### **A.1. Morfología de los pliegues**

Los pliegues aparecen raramente a escala de afloramiento en el Complejo esquistograuváquico, en parte por la pobreza de los afloramientos, y en parte por la escasez de los pliegues. Sus características morfológicas están condicionadas fundamentalmente por las variaciones relativas de espesor en la alternancia de capas pelíticas y grauváquicas, además de la mayor o menor intensidad de otras estructuras.

Sus trazas axiales siguen la dirección NO-SE (fig.7.2), predominando los buzamientos verticales en dirección NO. La dirección se mantiene constante, pero los ángulos de buzamiento presentan una oscilación de horizontales a verticales, aunque predominan los buzamientos verticalizados al NO. En los materiales paleozoicos de la inmediate al norte Sierra de S. Pedro, los ejes de los pliegues son horizontales (RODA QUEROL, 1986). La dirección constante con variabilidad de buzamientos, confirma la superposición de una deformación coaxial con eje Z subhorizontal (GOSH y CHATERJEE, 1975), teniendo en cuenta los pliegues de eje horizontal que están generalizados en materiales de edad paleozoica. La variabilidad en el buzamiento de los ejes de los pliegues está condicionada por la diferente posición inicial de las capas previamente plegadas en una etapa de deformación anterior.

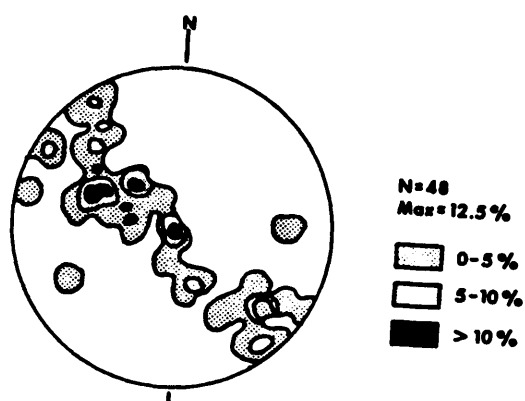
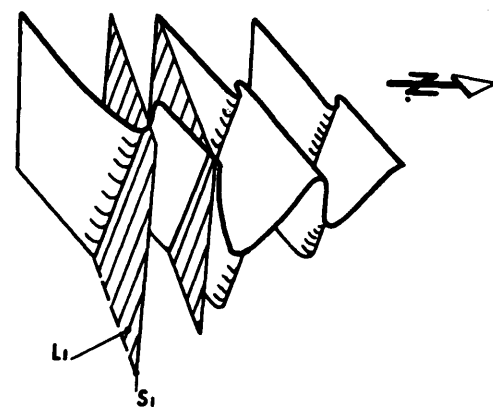


FIG. 7.2.

ESQUEMA TRIDIMENSIONAL REPRESENTANDO LA GEOMETRIA DE LOS PLIEGUES PRODUCTO DE LA SUPERPOSICION DE LA DEFORMACION PREHERCINICA Y HERCINICA, CON EXPRESION DE LA POSICION DE LA SUPERFICIE DE ESQUISTOSIDAD  $S_1$  FORMADA DURANTE LA DEFORMACION HERCINICA PRINCIPAL, Y DE LA LINEACION DE INTERSECCION DE LA MISMA CON LA SUPERFICIE DE ESTRATIFICACION. DIAGRAMA DE CONTORNOS SOBRE PROYECCION ESTEREOGRAFICA DE EJES DE PLIEGUES CORRESPONDIENTES A LA DEFORMACION HERCINICA PRINCIPAL EN PLANTILLA EQUIREAL DE SCHMIDT, SEMIESFERA INFERIOR.

Tienen como característica común el presentar una disposición asimétrica en chevron con forma de Z, con charnelas agudas y ángulo bajo entre flancos, y simetría triclinica (TURNER y WEISS, 1963). La superficie de esquistosidad se aproxima al flanco corto, siendo su ángulo comparativamente mayor con el flanco largo (fig.7.2). Independientemente de la relación relativa de espesores entre distintas litologías, ofrecen una geometría similar, conservando la forma del pliegue cada una de las capas plegadas, y no así el espesor de las mismas.

Cuando predominan las grauvacas, en una relación de espesores próxima a 10 respecto a 1 (fig.7.3A), las charnelas se engrosan comparativamente respecto a los flancos, el ángulo entre los mismos es de  $30^\circ$ , y describen isogonas en abanico convergente (RAMSAY y HUBER, 1987). A veces aparecen pliegues de menor longitud de onda en las charnelas entre dos capas competentes más gruesas.

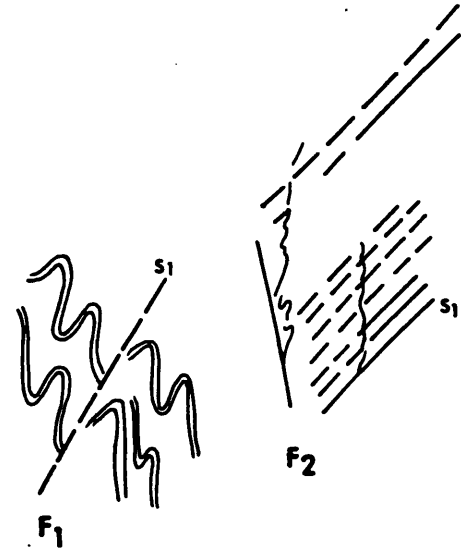
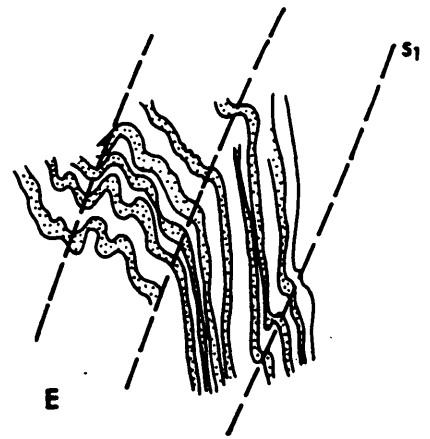
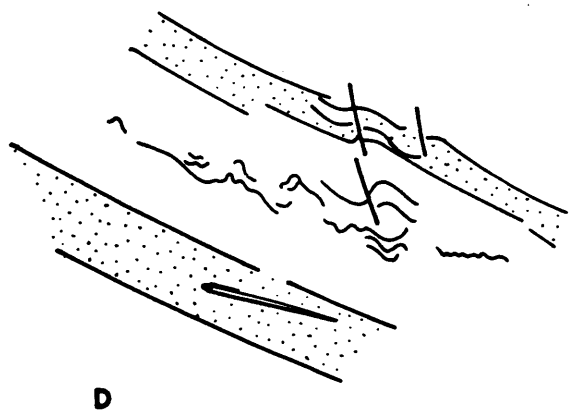
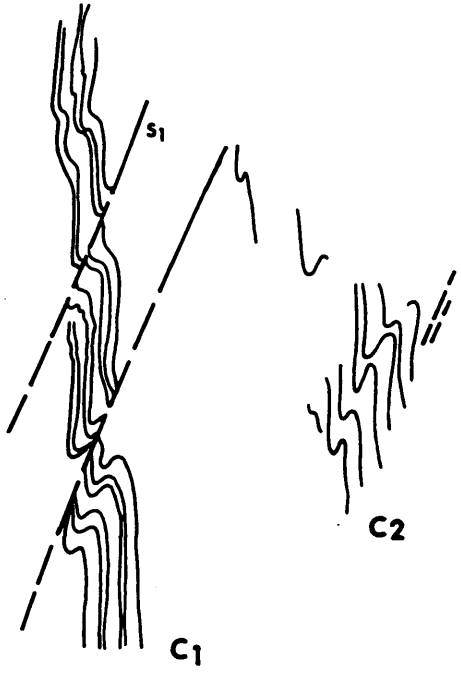
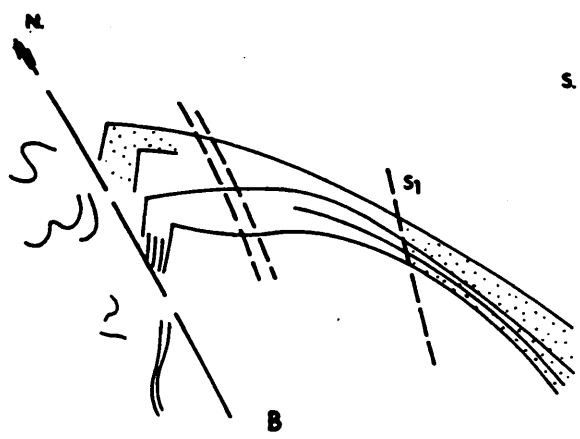
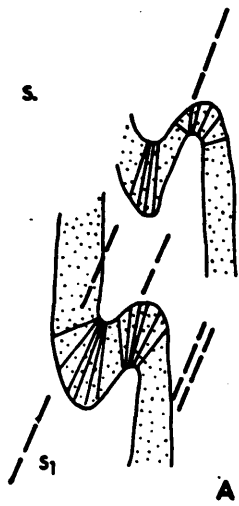
Si el ángulo entre flancos es más abierto, pueden desarrollarse estructuras de acomodación en las superficies de máxima curvatura (fig.7.3B). Las pelitas migran hacia las zonas de extensión, y la charnela toma un aspecto agudo de forma local respecto al conjunto del pliegue. También en este caso las charnelas están engrosadas respecto a los flancos.

Si predominan las pelitas sobre las grauvacas, se forman pliegues muy apretados con un ángulo entre flancos menor a  $30^\circ$  (fig.7.3C). El flanco corto es proporcionalmente más corto que si predominan las grauvacas, de modo que la amplitud del plegamiento, entendido como la relación entre la distancia entre superficies axiales contiguas, y la longitud de los flancos cortos (FLEUTY, 1964) es de 5 a 1.

/

**FIG. 7.3 GEOMETRIA DE LOS PLIEGUES**

- A) PLIEGUE FORMADO EN CAPAS DE GRAUVACAS, MOSTRANDO ISOGONAS EN DISPOSICION CONVERGENTE EN CHARNELAS.**
- B) PLIEGUE EN GRAUVACAS ALTERNANTES CON PELITAS, CON ANGULO ABIERTO ENTRE FLANCOS. ESTRUCTURAS DE ACOMODACION POR MIGRACION DE PELITAS EN LA CHARNELA.**
- C) PLIEGUES EN Z DESARROLLADOS EN PELITAS.**
- D) PLIEGUES CON DISTINTO ESTILO DESARROLLADOS EN CAPAS CON DISTINTA COMPETENCIA.**
- E) PLIEGUES DESARROLLADOS EN CAPAS ALTERNANTES DE PELITAS Y GRAUVACAS CON ESPESORES SIMILARES, CON GEOMETRIAS DISTINTAS EN FLANCOS Y ZONAS DE MAXIMA CURVATURA.**
- F) PLIEGUES EN FORMA DE ANZUELO FORMADOS POR EVOLUCION DE PLIEGUES EN ACORDEON DESPLAZAMIENTOS A LO LARGO DE LA SUPERFICIE DE ESQUISTOSIDAD.**



Esta disposición puede corregirse si existe un desplazamiento significativo a lo largo de la superficie axial. Entonces los ángulos entre flancos se suavizan tomando un aspecto más redondeado y con ángulo amplio, aunque manteniendo la misma amplitud (lam.7.1B).

En capas adyacentes con distinta litología es frecuente observar también pliegues con distinta morfología (fig.7.3D). Las capas competentes más arenosas desarrollan formas rígidas, con aparición de pliegues de gran amplitud, y ángulo entre flancos más o menos bajo. Las capas con alternancias finas de pelitas y grauvacas adyacentes a las anteriores desarrollan pliegues ptigmáticos, dibujando una forma similar a las capas grauváquicas en una longitud de onda amplia, y variando en longitudes de onda menores, con una amplitud de 1 a 1.

En una alternancia de pelitas y grauvacas con espesores similares puede observarse el distinto estilo de plegamiento en flancos y zonas de máxima curvatura (fig.7.3E)(lam.7.1C). En los flancos largos aparecen pliegues asimétricos con gran amplitud cuyos flancos cortos están desplazados por la esquistosidad. En cambio, en las charnelas, y los casi inexistentes flancos cortos, se forman pliegues ptigmáticos de baja amplitud, con ángulos entre flancos comprendidos entre  $90^{\circ}$  y  $120^{\circ}$ , con forma similar, y isogonas en abanico convergente.

Los flancos cortos se adelgazan por deslizamiento a lo largo de la superficie axial, dando pliegues en forma de anzuelo (fig.7.3F). El flanco corto puede llegar a desaparecer completamente, dejando formas sigmoidales alternantes formando un ángulo alto con la superficie de esquistosidad.



Cartográficamente, los flancos largos siguen las direcciones de las estructuras mayores ONO-ESE, mientras que los flancos cortos siguen una trayectoria N-S. La gran mayoría de las estructuras sedimentarias y refracciones de la esquistosidad observadas muestran una polaridad estratigráfica con techo al sur. Puesto que los flancos cortos están pobremente representados en extensión, y suelen fracturarse, las polaridades reseñadas encajan con flancos largos directos, cuya aparición superficial cartográfica es mucho más abundante.

Los pliegues asimétricos vergen al norte en sección vertical, con superficies axiales subverticales buzando ligeramente al sur (ROBERTS, 1974; BELL, 1981). En sección horizontal, las superficies axiales señalan un giro levógiro respecto a las superficies de estratificación hacia el oeste. Casos aparentemente similares de pliegues de eje vertical girados hasta posiciones horizontales han sido descritos por procesos de deformación progresiva en zonas de cizalla (GHOSH y SUDIPTA SENGUPTA, 1987). La generalización de las observaciones en áreas alejadas entre sí en el Macizo Hespérico de la Península Ibérica, además de las observaciones en microestructuras no hacen probable este mecanismo en el área de estudio.

#### **A.2. Superficie de esquistosidad principal**

Tanto las pelitas como las grauvacas del Complejo esquistograuváquico presentan una esquistosidad muy desarrollada y penetrativa. En las pelitas toma el aspecto de una verdadero "slaty cleavage" (BASTIDA, 1981), mientras que en las grauvacas es algo más espaciada, y se describe como una esquistosidad grosera "rough

"cleavage". Las características microscópicas de la esquistosidad se describen más adelante (Cap.8).

Puesto que los pliegues son muy apretados y el ángulo entre flancos generalmente agudo, la esquistosidad se presenta siempre muy próxima a la superficie de estratificación, especialmente en pelitas, en posición ligeramente menos norteada que la estratificación (fig.7.4). Las dos superficies se intersectan en una lineación bien identificable en afloramiento, generalmente muy verticalizada y buzando hacia el noroeste. El estudio de microestructuras indica que la lineación de intersección es también una dirección de estiramiento mineral.

Son frecuentes las refracciones en la superficie de esquistosidad al atravesar capas de distinta competencia. Los ángulos de refracción pueden ser significativos cuando el espesor de las capas competentes supera algunos centímetros.

Los efectos de la deformación anterior a la fase principal no son reseñables en esta distribución de la esquistosidad, que presenta una disposición homogénea con un máximo bien definido respecto a la superficie de estratificación. En el área de estudio son predominantes las pelitas, que se comportan plásticamente respecto a la deformación, y muestran un plegamiento apretado. Todos los signos de deformación anterior se han observado en capas litareníticas, más abundantes en la unidad estratigráficamente superior.

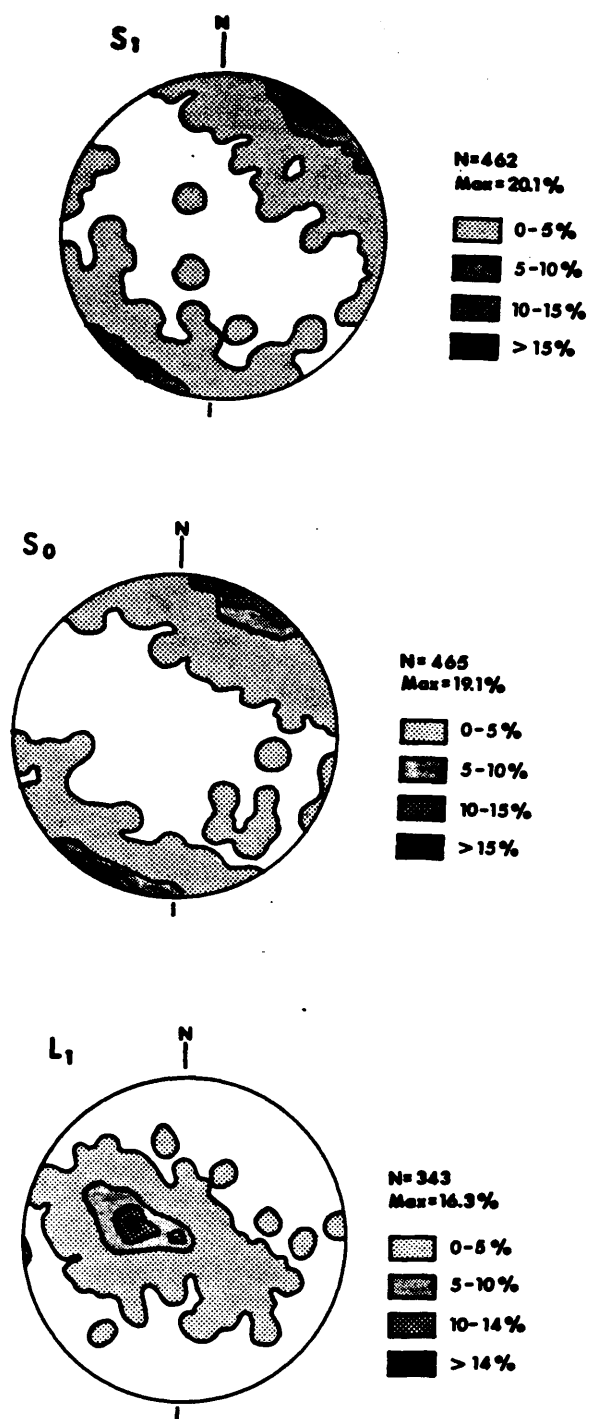


FIG. 7.4.

DIAGRAMAS DE CONTORNOS SOBRE PROYECCION ESTEREOGRAFICA EN PLANTILLA EQUIAREAL DE SCHMIDT, SEMIESFERA INFERIOR, DE POLOS DE SUPERFICIES DE ESTRATIFICACION  $S_0$ , POLOS DE SUPERFICIES DE ESQUISTOSIDAD MECINICA PRINCIPAL  $S_1$ , Y LINEACIONES DE INTERSECCION  $L_1$  ENTRE AMBAS.

El isoclinalismo y apretamiento de los pliegues, así como la proximidad de las superficies anteriores a la superficie de esquistosidad principal hercínica sugerida por otras observaciones, y la posible coaxialidad de ambas deformaciones, hace que los efectos diversificadores que la deformación anterior imprimiría en la distribución de las estructuras de la fase principal, pasen inadvertidos en valoraciones estadísticas, y sólo se manifiesten en estructuras individualizadas.

#### DEFORMACION TARDIHERCINICA

##### Esquistosidad de crenulación

Con una disposición espacial generalizada, aunque no con la misma intensidad, aparece un esquistosidad subhorizontal buzando ligeramente hacia el sur y el este (fig.7.5), que crenula a la superficie de esquistosidad principal.

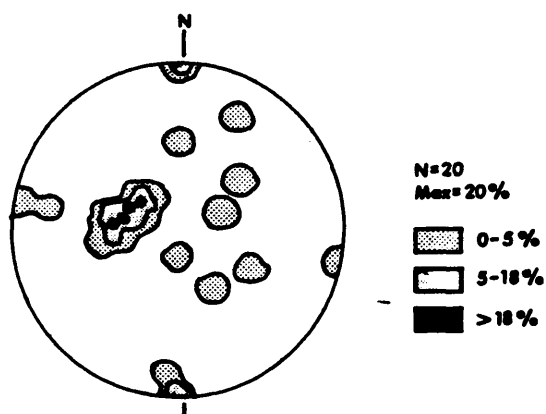


FIG. 7.5.

DIAGRAMAS DE CONTORNOS SOBRE PROYECCION ESTEREOGRAFICA EN PLANTILLA EQUIAREAL DE SCHMIDT, SEMIESFERA INFERIOR, DE POLOS DE SUPERFICIES DE ESQUISTOSIDAD HERCINICA TARDIA  $s_2$ .

Se trata de una esquistosidad espaciada, que toma el aspecto frecuentemente de kink-bands con flanco corto de dimensiones milimétricas, especialmente en grauvascas. El espaciado disminuye en pelitas, y a veces es muy penetrativa, formando una verdadera crenulación con crestas de micropliegues a distancias menores a 1 mm. Los ejes de estos pliegues tienden a buzcar subhorizontalmente al ESE (fig.7.6).

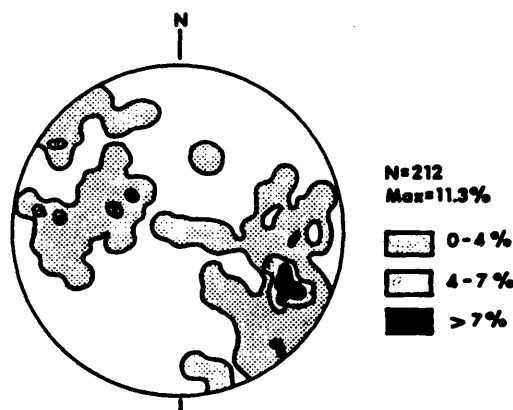


FIG. 7.6.

DIAGRAMAS DE CONTORNOS SOBRE PROYECCION ESTEREOGRAFICA EN PLANTILLA EQUIAREAL DE SCHMIDT, SEMIESFERA INFERIOR, DE LINEACIONES DE INTERSECCION ENTRE LA SUPERFICIE DE ESQUISTOSIDAD HERCINICA TARDIA Y SUPERFICIES DE ESQUISTOSIDAD HERCINICA PRINCIPAL.

En ocasiones, puede observarse esta esquistosidad espaciada englobando la esquistosidad hercínica principal en microlitones (lam.7.2A).

En grauvascas, puede que las superficies de discontinuidad no estén bien definidas, y produzcan en la roca formas anastomosadas por interferencia con la superficie de esquistosidad hercínica principal subvertical. Los dominios amigdaloides así dibujados

tienen un espaciado de varios centímetros, y se describen como una esquistosidad de cranulación extensional.

Las discontinuidades producidas por la segunda superficie de esquistosidad coinciden a veces con los cuellos de boudins desarrollados en diques de cuarzo paralelos, bien a las superficies de estratificación, o a las superficies de esquistosidad hercínica principal.

Las rocas inmediatas al contacto con el granito de Nisa-Albuquerque con muestras de estar afectadas por metamorfismo térmico, registran asimismo esta esquistosidad espaciada subhorizontal. Los datos microestructurales aportarán mayor precisión en la relación temporal entre esta esquistosidad y la intrusión de los granitos.

### **Fracturación**

En los últimos estadios de la deformación hercínica se produce una etapa de fracturación (ARTHAUD y MATTE, 1975), a la que pertenece la Falla de Alentejo-Plasencia, que corta el granito de Nisa-Albuquerque en su borde oriental en dirección NNO-SSE, además de otras en dirección E-O, N-S y NE-SO.

Con la excepción de esta falla, cuyo trazado es muy evidente en el granito y la Sierra de S. Pedro, las fracturas no son fácilmente observables en las rocas plásticas del Complejo esquistograuváquico. El bien representado sistema de fracturas paralelo a la Falla de Alentejo-Plasencia, se manifiesta ampliamente en las cuarcitas de la serie paleozoica al norte de la porción estudiada, pero se amortiguan rápidamente al entrar en el Complejo.

Es por ello que el estudio de microestructuras ha sido definitivo en la cartografía de alguno de estos accidentes, acompañado de análisis de imágenes, que se detallará más adelante.

#### Otras estructuras

En afloramientos son muy frecuentes kink-bands pertenecientes a varios sistemas con plano axial vertical, cuyos flancos cortos pueden ser milimétricos, hasta varios centímetros. Se trata de kink-bands asimétricos que se forman a un ángulo alto de la superficie de esquistosidad hercínica principal (fig.7.7).

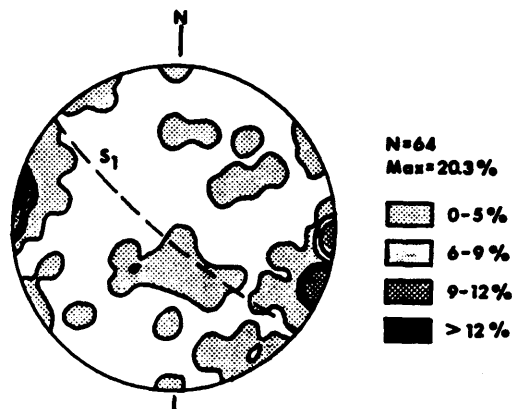


FIG. 7.7.

DIAGRAMAS DE CONTORNOS SOBRE PROYECCION ESTEREOGRAFICA EN PLANTILLA EQUIAREAL DE SCHMIDT, SEMIESFERA INFERIOR, DE POLOS DE PLANOS AXIALES DE KINK-BANDS SUBVERTICALES FORMADOS DURANTE LAS ETAPAS TARDIAS DE LA DEFORMACION HERCINICA.

Aunque rara vez aparecen reunidos los dos sistemas conjugados, la proyección polar de planos axiales revela dos máximos muy bien individualizados formando un ángulo bajo entre sí, de los cuales está más desarrollado aquél cuyo plano axial se aproxima a una posición vertical respecto a la superficie de esquistosidad.

Se observan kink-bands con más facilidad en las proximidades del granito. El endurecimiento de las rocas por metamorfismo térmico conserva estas estructuras, que se transforman fácilmente en diaclasas en zonas más alejadas. Su disposición perpendicular a la superficie de esquistosidad principal facilita la confusión con diaclasas.

A menudo aparece cuarzo a lo largo de las superficies de esquistosidad o de estratificación, que tienden a aboudinarse con ejes subhorizontales paralelos a los planos axiales de los kink-bands que a menudo constituyen la esquistosidad de crenulación tardihercínica.

Localmente, se observa una superficie de esquistosidad vertical con un espaciado de varios centímetros, que define microlitones con abundancia de pliegues intrafoliares cuyos ejes son horizontales y se inclinan al SE (lam.7.2B y C). Las superficies de esquistosidad buzan SS0. También definen microlitones de 2-3 cm de espesor, que engloban y desplazan a las superficies de estratificación y esquistosidad principales. O, en otros casos, pueden observarse superficies oblicuas de deslizamiento que definen geometrías C, siendo las superficies S las superficies de esquistosidad principal hercínica, espaciadas decenas de centímetros entre sí.



## **RESUMEN**

Las estructuras menores extensamente representadas corresponden a la fase principal de deformación hercínica, y son pliegues asimétricos con un flanco corto y otro largo, en los que la esquistosidad subvertical se dispone próxima al flanco corto, y siempre muy cercana a la superficie de estratificación, con la excepción de las refracciones en capas competentes. Los ejes de estos pliegues son subverticales en dirección NO.

La existencia de una deformación prehercínica, o anterior a la fase de deformación hercínica principal, se pone de manifiesto por la aparición de pliegues transectos por la esquistosidad hercínica principal, que no coincide, por tanto, con la superficie axial de los mismos. Se dan charnelas con lineaciones de trayectoria oblicua a la traza axial de los pliegues correspondientes, que han sido desplazadas respecto a las superficies axiales. La geometría de esta deformación anterior no parece manifestarse en la evaluación estadística de las estructuras de la fase de deformación hercínica principal.

Una superficie de crenulación más o menos espaciada subhorizontal se superpone a la deformación hercínica principal en el área de estudio. Esta superficie es evidente también en las proximidades del granito.

Las fracturas tardihercínicas son difícilmente cartografiables a base de estructuras menores. Sin embargo, son relativamente frecuentes kink-bands de plano axial vertical perpendicular a la superficie de esquistosidad hercínica vertical, además de cizallas

con superficies  $S$  verticales, en que las superficies  $C$  son la esquistosidad hercínica.



Lam.7.1.

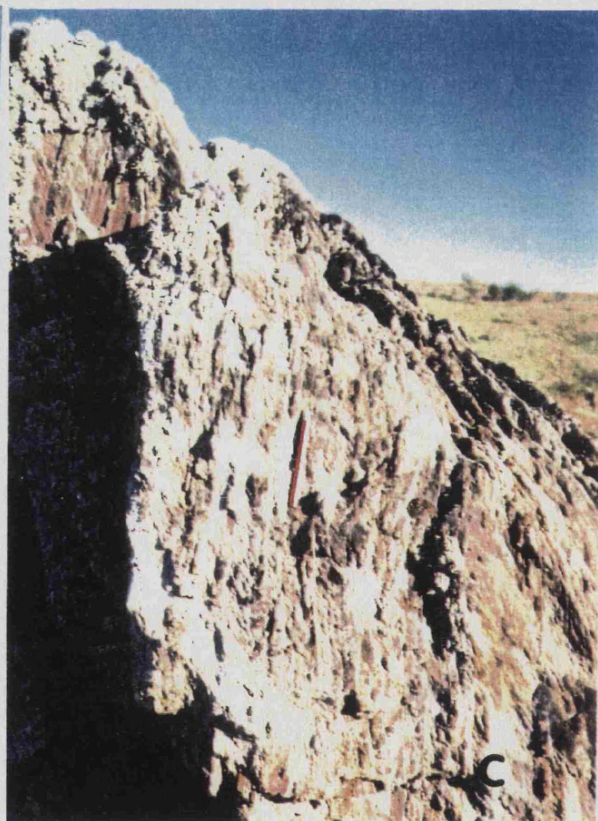
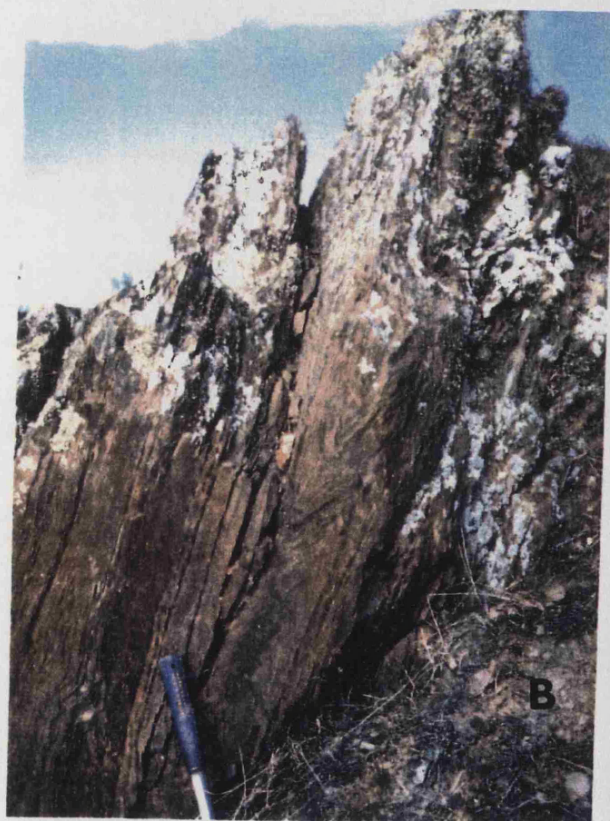
A: Lineación de intersección en charnela de pliegue de eje horizontal, con trazado oblicuo al eje del mismo.

B: Pliegues con formas redondeadas en pelitas por desplazamientos a lo largo de la superficie de esquistosidad.

C: Pliegues desarrollados en capas alternantes de pelitas y grauvacas con espesores similares.







Lam. 7.2.

A: Aspecto de esquistosidad de crenulación subhorizontal desarrollada durante las etapas tardías de la deformación hercínica.

B: Pliegues intrafoliares formados en zonas de cizalla con superficies S verticales coincidentes con la superficie de esquistosidad hercínica.

C: Zonas de cizalla con superficie S vertical desarrollando microlitones que engloban y desplazan a las superficies de estratificación y esquistosidad hercínica principal.

**8. MICROESTRUCTURAS EN PELITAS Y GRAUVACAS DEL  
COMPLEJO ESQUISTO- GRAUVAQUICO. EFECTOS DE  
SUPERPOSICION DE DEFORMACIONES.**

## **8. MICROESTRUCTURAS EN PELITAS Y GRAUVACAS DEL COMPLEJO ESQUISTO- GRAUVAQUICO. EFECTOS DE SUPERPOSICION DE DEFORMACIONES.**

### **INTRODUCCION**

La unidad inferior del Complejo esquisto-grauváquico que aflora en el área de estudio se compone de una alternancia de grauvacas y lutitas, con predominio de las últimas.

La compleja historia geológica de la región imprime en las microestructuras de las rocas una secuencia de acontecimientos reconocibles por la disposición relativa de los componentes minerales, su geometría y agrupamiento dibujando superficies o mostrando distintas orientaciones cristalográficas.

Aparecen distintas foliaciones, entre las que destaca una superficie de esquistosidad bien desarrollada generalizada que revela los efectos del metamorfismo regional de bajo grado correspondiente a la deformación hercínica. La intrusión de granitos superpone los efectos de un metamorfismo térmico que se manifiesta con intensidad variable con la proximidad a las masas graníticas. También son reseñables efectos de un metamorfismo dinámico.

Pelitas y grauvacas desarrollan microestructuras diferentes en respuesta a estos procesos, en función de su mineralogía y de su tamaño de grano. Ya que la variación en el tamaño de grano es uno de los síntomas de la actuación de los mecanismos de deformación y recrystalización, que varían a su vez con la intensidad de actuación de los mismos, resulta en ocasiones difícil distinguir los efectos

de distintos tipos de metamorfismo, especialmente si se manifiestan en grado bajo.

La coexistencia de varias superficies de esquistosidad con distinta morfología observada repetidamente, indica con claridad la secuencia de distintas etapas de deformación.

#### **METODO DE ESTUDIO**

Para el estudio de microestructuras se han utilizado doscientas cinco muestras orientadas, que incluyen un número aproximadamente igual de lutitas que de grauvacas, repartidas espacialmente de modo homogéneo en el área de estudio.

Sobre cada muestra se han practicado dos secciones para la observación en lámina delgada (TURNER y WEISS, 1963), ambas perpendiculares a las superficies de estratificación y esquistosidad principal atribuida a la orogenia hercínica, que se disponen subaparalelas de modo generalizado en la región estudiada (fig.9.1). Una de las secciones es paralela a la lineación de intersección entre las mencionadas superficies, y la segunda es perpendicular a la misma lineación.

Cuando es evidente en muestra de mano una segunda superficie de esquistosidad, suele disponerse subhorizontalmente perpendicular a la superficie de esquistosidad principal hercínica. Las dos secciones a estudiar son a su vez mutuamente subparalelas y subperpendiculares a las dos lineaciones de intersección entre la superficie de estratificación y las respectivas superficies de esquistosidad.

Se han realizado observaciones al microscopio de reflexión con luz polarizada, utilizándose la cuña de cuarzo para las estimaciones de orientación preferente (SPRY, 1969).

## **MICROESTRUCTURAS PRODUCIDAS POR DEFORMACION**

En este capítulo se describirán solamente las microestructuras generadas a escala regional, sin tener en cuenta deformaciones locales.

### **Deformación prehercínica**

La existencia de una deformación prehercínica es manifiesta en afloramientos por la aparición ocasional de pliegues en los que la esquistosidad atraviesa ambos flancos sin experimentar variaciones de dirección, en el área de estudio (Cap.7). A escala regional, se manifiesta en la variación de orientación de las lineaciones de intersección entre la superficie de estratificación y la superficie de esquistosidad hercínica principal de vertical a horizontal en las unidades superiores de edad Cámbrica y Paleozoica. La repetición en áreas distantes entre sí de la Zona Centroibérica de esta observación ha llevado a la conclusión de la existencia de una deformación prehercínica.

### **Deformación hercínica principal**

Como se ha señalado anteriormente, la deformación hercínica se caracteriza por el desarrollo de pliegues, que son apretados en las lutitas del Complejo esquistograuváquico, y menos angulares en las intercalaciones gruesas de grauvacas o cuarcitas. Le acompaña la formación de una esquistosidad de plano axial bien definida con una



disposición constante subvertical y subparalela a la superficie de estratificación en zonas de flanco.

Las superficies de estratificación y esquistosidad se intersectan en una lineación siempre visible, subvertical, y ligeramente buzante al noroeste de modo general en las pelitas y grauvacas del CEG en el área de estudio. Regionalmente, como se ha señalado anteriormente, la lineación de intersección es horizontal.

Las presiones dirigidas presentes durante los procesos de deformación y metamorfismo regional producen recristalización y deformación simultáneas, que se producen de distintas maneras. Las texturas de las rocas metamórficas producidas por metamorfismo regional, dinámico y térmico de bajo grado son muy similares (SPRY, 1969).

Durante la actuación de la deformación, el efecto de las presiones dirigidas que favorece la cristalización y rotación de minerales con orientaciones preferentes respecto a la dirección del esfuerzo mayor. En áreas afectadas por un metamorfismo regional de bajo grado, las orientaciones preferentes son débiles, y tienden a ser más dimensionales que cristalográficas. Se da, a su vez, recristalización mimética a lo largo de la estratificación.

El rasgo más prominente del metamorfismo regional es la aparición de una foliación, definida por la elongación de granos minerales antiguos, el crecimiento de filosilicatos a partir de material arcilloso presente en la roca original en los planos de la misma (HOLEYWELL y TULLIS, 1975; ETHERIDGE y LEE, 1975), y la concentración en los mismos planos de minerales opacos.

La roca se diferencia en dominios enriquecidos selectivamente en distintos minerales separados por superficies de discontinuidad por procesos de disolución por presión. Estas superficies se empobrecen en sílice, y se enriquecen en potasio y aluminio respecto a la roca encajante (GRAY,1977). Se ha descrito asimismo la concentración de cloritas con distinto contenido en hierro en dominios asociados a la formación de esquistosidad, o la aparición discriminatoria de illita en distintas superficies (KNIPE,1981).

En el área de estudio se ha desarrollado un metamorfismo regional de bajo grado, perteneciente a la facies de los esquistos verdes (CASAS RUIZ y SANTOS DIAZ, 1982). Se describen asociaciones de minerales de cuarzo, albita, moscovita y clorita, y en ocasiones, cuarzo, albita, epidota y biotita.

### Pelitas

Las pelitas del Complejo esquisto-grauváquico son rocas de tamaño inferior a arena compuestas fundamentalmente por cuarzo y filosilicatos. Aunque el tamaño de grano no suele permitir la identificación de los filosilicatos, pueden mencionarse sericita, clorita, y en casos, biotita. También hay feldespatos, moscovita, y minerales opacos.

Los clastos de cuarzo son subangulosos, con bordes generalmente rectos, en casos suturados por recristalización incipiente. Por efecto de las presiones dirigidas toman un aspecto elongado. La dimensión mayor de los clastos antiguos de cuarzo oscila entre 0.8 y 0.3 mm. Se presentan mayoritariamente aislados, sin bordes comunes, embebidos en la matriz, describiendo formas amigdaloides. Sus extinciones son limpias o débilmente ondulantes.

Se observan sombras de presión alargadas en la dirección de la esquistosidad alrededor de los clastos grandes de cuarzo. Si la geometría de los clastos es subredondeada, los cristales se desarrollan en las sombras alargados perpendicularmente al borde del grano de cuarzo que es transversal a la esquistosidad. Los granos nuevos de cuarzo adyacentes a cristales mayores que han sufrido mayor cizallamiento y presentan formas sigmoidales, crecen oblicuamente a los bordes cóncavos del grano mayor que ofrece un ángulo también mayor con la superficie de esquistosidad.

Las superficies de estratificación están frecuentemente obliteradas por el desarrollo de esquistosidad en lámina delgada. Sólo son manifiestas en alternancias litológicas muy notables.

Cuando las pelitas son de grano muy fino, se desarrollan entre los clastos de cuarzo láminas de filosilicatos planares, que se prolongan en longitudes equivalentes a varias dimensiones mayores de clastos antiguos de cuarzo, y muestran una orientación preferente acusada.

La roca se diferencia en dominios alternantes y paralelos, microlitones, en los que predominan, bien el cuarzo, o los filosilicatos (Lam.8.1A). El espesor de los microlitones varía con el tamaño de grano de la roca, y el grado de intensidad de la segregación mineral.

En las pelitas de grano muy fino, se han observado microlitones con espaciados entre 0.2 y 0.6 mm. Las capas de enriquecimiento secundario son aquí continuas, y es difícil distinguir al microscopio los granos antiguos de cuarzo. Los cristales mayores de filosilicatos crecen paralelos a la superficie de esquistosidad, que

es en este caso una verdadera "Schistosity" (BASTIDA, 1981), con una orientación preferente acusada. En los dominios filosilicatados abundan los cristales de clorita.

En ocasiones, se observa una superficie englobada en la superficie de esquistosidad principal, que toma entonces el aspecto de una crenulación.

Toma la forma de una superficie penetrativa y apretada englobada en los microlitones definidos por la esquistosidad hercínica principal (Lam.8.1C). En los dominios filosilicatados se manifiesta por una orientación preferente distinta. En los dominios cuarcíferos las superficies están señaladas por granos elongados. Están plegadas en ocasiones, siendo las superficies de esquistosidad principal hercínica sus planos axiales. Otras veces sólo describen sigmoides, si no ha habido suficiente deslizamiento a lo largo de la esquistosidad principal (TURNER y WEISS, 1963).

Pueden observarse cristales mayores de filosilicatos relictos englobados en los microlitones definidos por la esquistosidad hercínica (Lam.8.1D). Sus planos de exfoliación son paralelos a la superficie prehercínica, están plegados y muestran extinción ondulante.

Se han descrito estructuras parecidas (mica fish) en zonas de cizalla desarrolladas en rocas ricas en filosilicatos, por aboudinamiento y microfracturación de granos de mica preexistentes (LISTER y SNOKE, 1984). Las superficies de foliación internas al grano coincidirían con las superficies C de las rocas milonitizadas. Sin embargo, en las rocas estudiadas no aparecen filosilicatos de pequeño tamaño dibujando conexiones entre distintos mica "fish". El

conjunto de la roca no presenta la morfología de una roca cisallada, sino el de una roca simplemente aplastada. El alejamiento geográfico de las localidades de toma de muestra en las que aparece este fenómeno tampoco sugiere la asociación a zonas de cisalla.

Si hay clastos mayores relictos de cuarzo, se disponen englobados típicamente entre las dos superficies, en forma romboidal, con la dimensión mayor paralela a la superficie prehercínica.

Estas superficies sólo han podido observarse en un número muy limitado de muestras que tienen como característica común un tamaño de grano grueso en pelitas y fino en grauvacas.

Asimismo, se observan con más facilidad en secciones perpendiculares a la lineación de estiramiento mineral hercínica. En esta sección, la textura de la roca toma un aspecto equigranular más cercano a la textura de la roca primitiva en relación a la sección paralela a la lineación de estiramiento, permitiendo de este modo una mejor conservación de texturas anteriores. Aunque no ha sido posible observar la superficie en dos secciones perpendiculares correspondientes a la misma muestra, su disposición en una sola sección sugiere una posición próxima a la de la esquistosidad hercínica principal, en dirección más norte-sur que la misma.

El desarrollo de estas superficies puede relacionarse con la diferente posición inicial de las capas por efecto de la deformación anterior a la hercínica en relación al desarrollo de pliegues con esquistosidad asociada.

### Grauvacas

Las grauvacas son rocas detríticas heterogéneas formadas por clastos embebidos en una matriz sericítico-clorítica. Los clastos grandes están compuestos principalmente por cuarzo, plagioclasas, y fragmentos de rocas, muchas de las cuales presentan texturas volcánicas. La clasificación es pobre, y el material intersticial sobrepasa el 15% del volumen total de la roca.

Los clastos grandes, predominantemente cuarcíferos están aislados en una matriz abundante, en la que no predominan los filosilicatos (Lam.8.1B). No ofrecen bordes comunes, y toman formas elongadas, con dimensiones mayores comprendidas entre 3 y 1 mm. La relación habitual entre las dimensiones mayor y menor de los clastos grandes es de 2 a 1.

Aunque la mayor parte de los clastos mayores son elongados, también toman formas equidimensionales. Sus bordes suelen ser rectos, y en algunos casos corroídos, lo que sugiere un origen volcánico.

Presentan predominantemente una extinción limpia. Cuando es ondulante, la extinción tiende a disponerse oblicuamente a la dirección de estiramiento mineral.

Por efecto de la deformación se forman superficies de discontinuidad que definen una esquistosidad grosera (rough cleavage) anastomosada (BASTIDA, 1981). Estas superficies están definidas por acumulación de minerales opacos y filosilicatos, tienen una longitud similar a varias dimensiones mayores de granos antiguos, y engloban clastos de cuarzo más elongados que los adyacentes en formas

amigdaloides. Un espaciado de 4 mm entre dos superficies contiguas es habitual.

Son frecuentes las sombras de presión formadas por recristalización de granos nuevos de cuarzo y filosilicatos.

Si aparecen en los extremos de cristales elongados, toman el aspecto de penachos predominantemente filosilicatados. Si por el contrario, se forman adyacentemente a granos equidimensionales, aparecen como los flecos de una alfombra, mostrando una orientación preferente acusada en la dirección de la lineación de estiramiento mineral.

#### Deformación tardihercínica

En todo el área estudiada se observa de manera extensa una superficie más o menos espaciada de disposición subhorizontal, ligeramente vergente al este, y subperpendicular a las superficies de estratificación y la esquistosidad principal hercínica.

En capas litareníticas desarrolla una lineación de intersección grosera que pasa a ser penetrativa en pelitas, tomando el aspecto de una verdadera crenulación con desarrollo de microlitones que engloban a la esquistosidad hercínica principal (Lam.8.2A).

Al microscopio, en capas de grano fino, se manifiesta en bandas con extinción alternante de filosilicatos por reorientación de las micas antiguas (Lam.8.2B). Aparecen filosilicatos de neoformación en los planos de discontinuidad que limitan los microlitones de la nueva esquistosidad. Si se conservan cristales mayores de filosilicatos antiguos, presentan extinción ondulante.

En los dominios ricos en cuarzo, la formación de una nueva superficie se pone de manifiesto por una desorganización relativa de la orientación de los granos antiguos. La elongación de los mismos paralelos a la superficie de esquistosidad hercínica es menos evidente, y se insinúan pliegues cuyo plano axial es la nueva superficie de esquistosidad. Si la roca presenta clastos de mayor tamaño, se agrupan en los microlitones de la nueva esquistosidad. Sus dimensiones mayores son paralelas a la esquistosidad previa. Los filosilicatos se forman paralelos a las superficies que limitan los microlitones.

En pelitas afectadas por metamorfismo térmico ocasionado por la intrusión tardía de masas graníticas, la esquistosidad subhorizontal dobla claramente las manchas producidas por aumento de temperatura (Lam.8.2D). Esto indica que es posterior a la intrusión de los plutones, o que representa las postrimerías de una deformación progresiva en la que la intrusión se produce en un lapso de tiempo relativamente temprano respecto a la formación de esta esquistosidad.

Otros autores (MATTE, 1968; MARCOS, 1973; ORTEGA, 1980; MIRA et al, 1987) coinciden con esta interpretación, atribuyendo al desarrollo de estos micropliegues subhorizontales un carácter sincinemático respecto a la intrusión de granitos en una etapa distensiva tardía de la deformación hercínica.

#### **MICROESTRUCTURAS PRODUCIDAS POR METAMORFISMO TERMICO**

La intrusión tardía de masas graníticas producen transformaciones en la textura de las rocas por efecto de un aumento de calor, en ausencia de presiones dirigidas. Esto produce una desorganización



de las texturas preexistentes, y el crecimiento mimético de minerales nuevos.

Las transformaciones mineralógicas producidas se encuadran en los esquistos biotítico-cordieríticos, con desarrollo de cordierita, andalucita, biotita y moscovita (CASAS RUIZ y SANTOS DIAZ, 1982).

### Pelitas

Las rocas ricas en arcillas y de grano fino forman por efectos térmicos agregados endurecidos de tamaño muy fino.

La intensidad de la recrystalización no llega a obliterar la superficie de esquistosidad preexistente.

En las fases incipientes, se forman manchas ovaladas en las que se concentran filosilicatos con una orientación preferente respecto al resto de la roca, que nuclean en minerales opacos. Las dimensiones mayores de los óvalos son paralelas a la dirección de estiramiento mineral preexistente. Las manchas muestran preferencia a situarse en puntos en los que los dominios filosilicatados desarrollados con anterioridad por efecto de presiones dirigidas están más próximos entre sí. La mayor abundancia relativa de filosilicatos en las inmediaciones favorece su concentración alrededor de los núcleos de minerales opacos.

En manchas bien definidas, suele aparecer un borde externo más oscuro que el interior, en el que la orientación es ligeramente distinta. Algunas de estas manchas se han identificado como cordierita alterada.

Son frecuentes los cristales de andalucita de mayor tamaño que el conjunto de la roca, que crecen a veces enmarcados en las superficies de esquistosidad, y otras superponiéndose a la misma. También se observan cristales prismáticos de micas blancas oblicuos a la lineación de estiramiento mineral, y biotita, bien paralela a la misma, o con distinta orientación.

### Grauvacas

El metamorfismo de contacto se manifiesta de manera peculiar en rocas con una textura heterogénea original y abundancia de minerales clásticos arcillosos susceptibles de experimentar reacciones químicas.

Las rocas sufren en estadios iniciales una uniformización relativa del tamaño de grano, y adquieren progresivamente un aspecto de textura granuda por recristalización (Lam.8.3B).

Aparecen manchas ovaladas en el interior de las cuales los cristales de cuarzo muestran una elongación mayor que en el exterior, paralela a la esquistosidad preexistente, y en las que crecen micas y otros minerales preferentemente orientados. Las manchas son menos evidentes que en las pelitas, por la menor abundancia de minerales arcillosos.

Los minerales en el interior de las manchas toman frecuentemente un aspecto filamentosos con cristales de bordes poco claros y extinción gris, sugiriendo la presencia de andalucita.

La esquistosidad producida por el metamorfismo de contacto se mantiene en la roca, aunque la segregación de minerales en

microlitones se suaviza en el interior de las manchas, donde los dominios filosilicatados difuminan su coloración, y el espaciado entre ellos es menor.

Las manchas ofrecen un borde externo de color amarillo más intenso que el interior de las mismas con luz transparente, y más oscuro con luz polarizada, por la mayor abundancia de minerales opacos.

Cuando la intensidad de la influencia del metamorfismo térmico aumenta, las manchas aumentan de tamaño y se enriquecen en filosilicatos (Lam.8.3A). La distancia entre ellas disminuye. El tamaño de grano en el interior de las manchas es menor que en el exterior. Aparecen cristales mayores de micas blancas, en principio en el seno de las manchas.

Las rocas toman el aspecto de una textura equigranular microcristalina en estadios avanzados (Lam.8.3D). La geometría preexistente de la esquistosidad no desaparece, y los microlitones se conservan parcialmente por la abundancia relativa de cristales de cuarzo, pero las micas pierden su orientación preferente. Los granos de cuarzo se orientan también al azar, y presentan una extinción limpia.

De modo oblicuo a la esquistosidad, crecen porfidoblastos de mayor tamaño de andalucita, aunque se distribuyen manteniendo groseramente la posición de los microlitones (Lam. 8.3C). Reproducen así la posición de la esquistosidad primitiva, sin duda por la mayor disponibilidad de los minerales a partir de los cuales se forman en los dominios enriquecidos en filosilicatos previos.

Cuando la roca conserva una textura fuertemente heterogranular, los bordes de los clastos de cuarzo son menos rectos por la activa recristalización en la matriz. Los granos nuevos en la matriz no muestran una orientación preferente global, pero sí dibujan manchas con orientaciones próximas entre sí, testigos de la procedencia de cristales antiguos con una orientación común.

Los dominios enriquecidos en filosilicatos antiguos, cortos, y espaciados, difuminan sus contornos. El conjunto de la roca se cubre de acículas de cristales de filosilicatos oblicuos a la dirección de estiramiento mineral previa.

#### **MICROESTRUCTURAS PRODUCIDAS POR METAMORFISMO DINAMICO**

Los procesos que actúan durante el metamorfismo dinámico ocasionan deformación a bajas temperaturas y alta velocidad de deformación en las rocas. De forma típica, éstas sufren milonitización, reducción del tamaño de grano, cataclasis, disolución por presión, y débiles procesos de recristalización (SPRY, 1960).

En el área de estudio, los efectos que se describen a continuación están asociados a zonas de cizalla de desarrollo débil en relación con las etapas tardías de la deformación hercínica (Cap.11).

#### **Pelitas**

Las pelitas son rocas de comportamiento plástico, por lo que no sufren cataclasis ni brechificación por efecto del metamorfismo dinámico. Desarrollan texturas similares a las formadas durante el

metamorfismo regional de bajo grado, en la forma de una recristalización extensa en granos de tamaño muy fino.

La esquistosidad se intensifica, así como el deslizamiento a lo largo de sus planos de discontinuidad. Les acompaña la recristalización y el crecimiento de illita, clorita y sericita con orientación preferente.

Se mantiene la distribución en microlitones, aunque sus contornos se difuminan. El cuarzo aparece fragmentado en los dominios en los que predomina, y ofrece fuerte extinción ondulante paralela en granos adyacentes, al proceder de granos mayores previos que han sufrido mosaización (Lam. 8.4A).

Las micas presentan una fuerte orientación preferente en los dominios ricos en filosilicatos. Cuando no existen dominios ricos en cuarzo, y la roca presenta un grano fino homogéneo, toda la fábrica adopta una orientación preferente muy acentuada, al haber sufrido una recristalización intensa.

En los dominios ricos en filosilicatos, tienden a segregarse bandas oblicuas a la esquistosidad con una orientación preferente distinta a la de la esquistosidad preexistente.

Son frecuentes los pliegues intrafoliares, y los restos de flancos arrastrados a lo largo de la esquistosidad (Lam. 8.4B).

Todas las características descritas encajan en la descripción de protomilonitas formadas en régimen de deformación cuasiplástica producida por fallas asísmicas en zonas de cizalla poco desarrolladas o zonas marginales de zonas de cizalla dúctiles (SIBSON, 1977).

### Grauvacas

Los cambios producidos por metamorfismo dinámico se concentran en las grauvacas en la matriz de la roca. También aquí se producen texturas similares a las del metamorfismo regional.

En las rocas débilmente milonitizadas, se conservan restos de clastos elongados con extinción ondulante débil. Los clastos mayores desarrollan texturas en mosaico. La deformación se concentra en la matriz, manifestada en la difuminación de microlitones, y una fuerte orientación preferente de los filosilicatos. La existencia de una esquistosida previa bien desarrollada impide la formación de esquistosidades espaciadas observada en cizallas de bajo grado (KNIPE y WHITE, 1979). Las sombras de presión en cristales mayores de cuarzo también se difuminan.

Al intensificarse la milonitización, los clastos grandes se fragmentan y adquieren extinción ondulante, al rotar los granos elongados de la fábrica, deformándose por creep de dislocaciones (KNIPE y WHITE, 1979). La presencia de matriz impide que se orienten preferentemente.

La distribución en microlitones se difumina. Las superficies enriquecidas en filosilicatos y opacos presentan bordes confusos, y toman contornos sigmoidales. La orientación preferente es moderada en la matriz.

Aparecen cristales mayores preferentemente en los pliegues intrafoliares en el interior de microlitones. Se observan charnelas desplazadas, flancos rotos y arrastrados a lo largo de las

superficies de esquistosidad, disponiéndose en casos imbricados y adelgazados paralelamente a la misma.

Los granos mayores presentan texturas en mosaico. Los subgranos interiores se extinguen ondulantemente por zonas en continuidad (Lam 8.4C). La dirección de la extinción ondulante es oblicua a la esquistosidad en el centro, y cambia progresivamente de orientación hasta ser paralela a los bordes del grano mayor, y a la esquistosidad, hacia los ápices de los granos elongados.

Abundan los diques de cuarzo de espesor menor a 1 mm. En ellos, los granos de cuarzo presentan una textura granuda, están elongados en una dirección oblicua al dique y presentan extinción ondulante. En ocasiones, la foliación en la matriz dibuja formas helicíticas oblicuas a los diques de cuarzo. La dirección de elongación de los granos en el interior de los diques es paralela a la de la foliación de la matriz en el punto en que les atraviesa.

## RESUMEN

Las microestructuras de las pelitas y grauvascas del Complejo esquisto-grauváquico revelan la superposición de varias etapas de deformación, y la influencia predominante alternante de presiones dirigidas, aumentos de temperatura, o altas presiones a alta velocidad de deformación.

La superficie de foliación más importante es una esquistosidad bien desarrollada que acompaña a la formación de pliegues, con desarrollo de dominios ricos en filosilicatos o cuarzo, aplastamiento

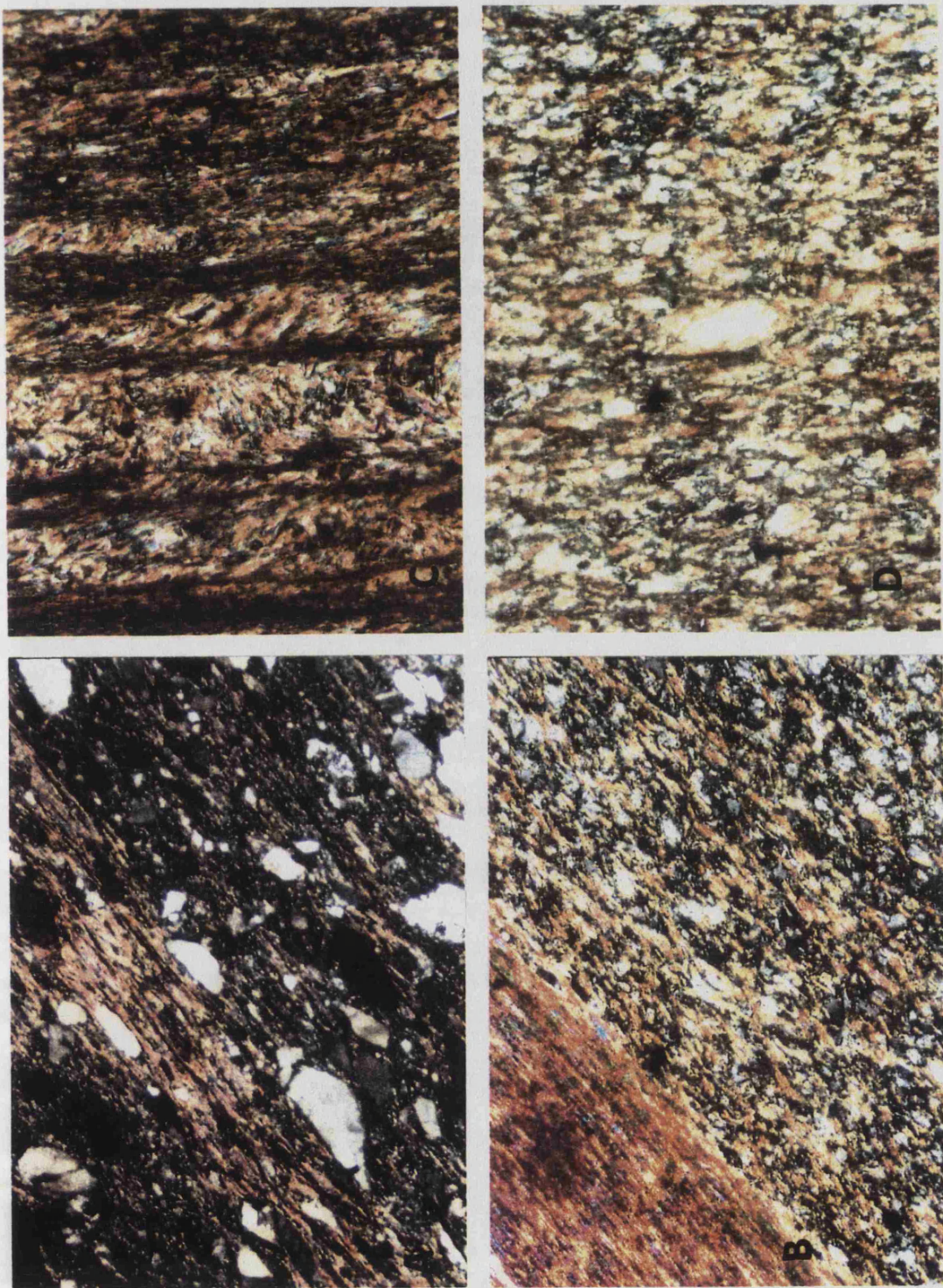
con reorientación cristalográfica de granos antiguos, y cristalización de minerales nuevos orientados preferentemente.

La intrusión de masas graníticas tardía produce un metamorfismo térmico registrable en la desorganización de la textura anterior, con desarrollo de manchas donde se acumulan filosilicatos con una orientación preferente mimética respecto a la esquistosidad principal. En estadios avanzados, la roca toma un aspecto microgranular con elongaciones de cristales preexistentes corregida, si bien nunca llega a desaparecer la esquistosidad hercínica principal.

En estadios posteriores se desarrolla una superficie de crenulación espaciada subhorizontal y subperpendicular a la superficie de esquistosidad hercínica. Esta esquistosidad crenula las texturas formadas a altas temperaturas durante la intrusión de masas ígneas.

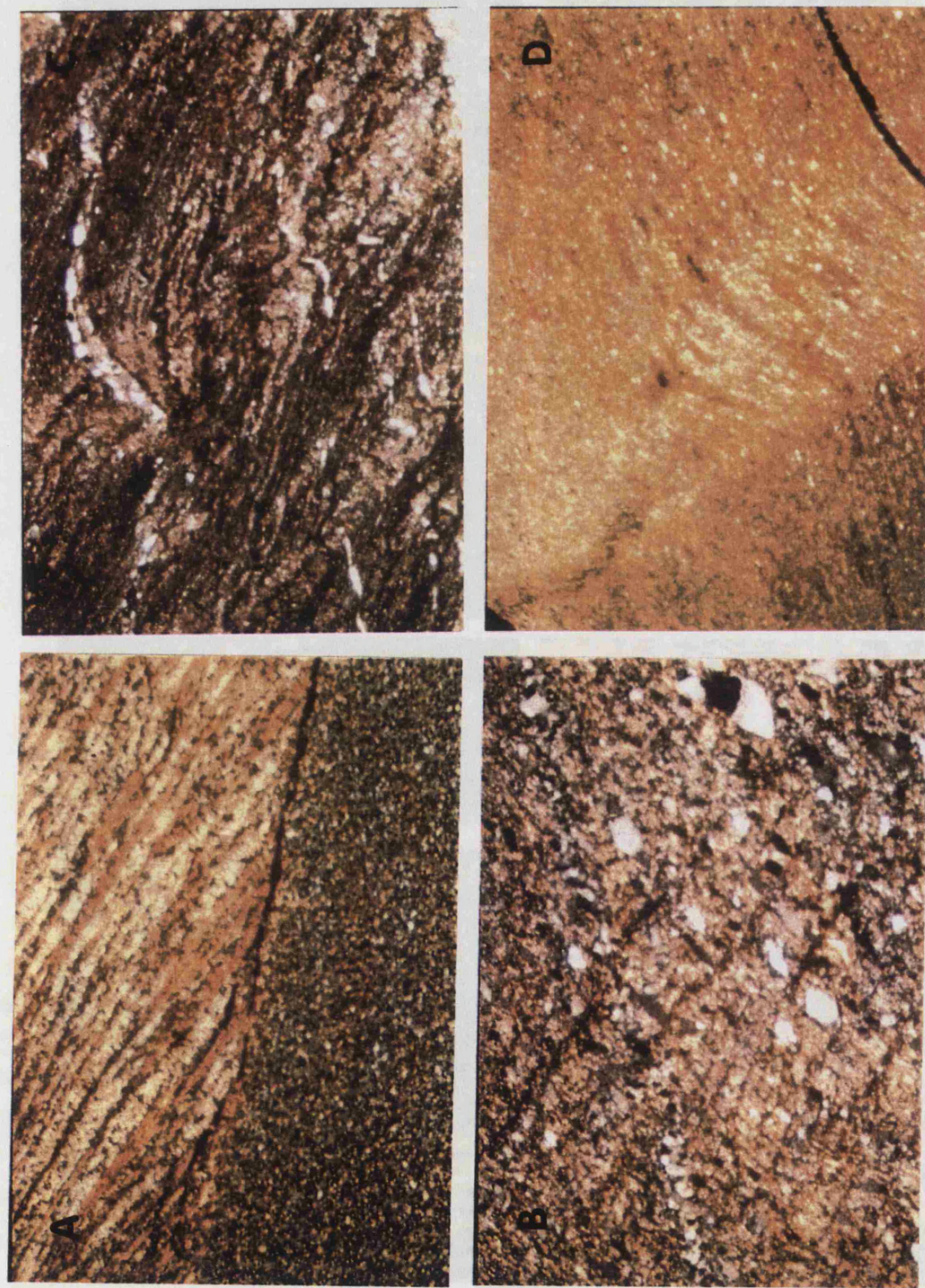
Las pelitas denotan de modo especial los efectos del metamorfismo dinámico en una recrystalización intensa que se traduce en fuerte orientación preferente de la fábrica de la roca. En las rocas más heterogranulares, los clastos grandes sufren mosaización y extinción ondulante, resultando en disminución del tamaño de grano. La matriz recrystaliza adquiriendo orientación preferente más o menos acusada. Son frecuentes los pliegues intrafoliares y los diques de cuarzo en distintas posiciones respecto a la fábrica de la roca, casi siempre mostrando acusada extinción ondulante, y elongación en los granos de cuarzo.





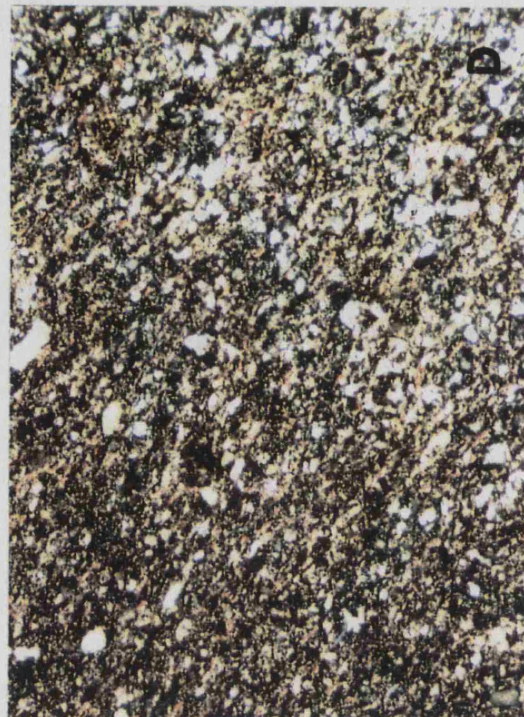
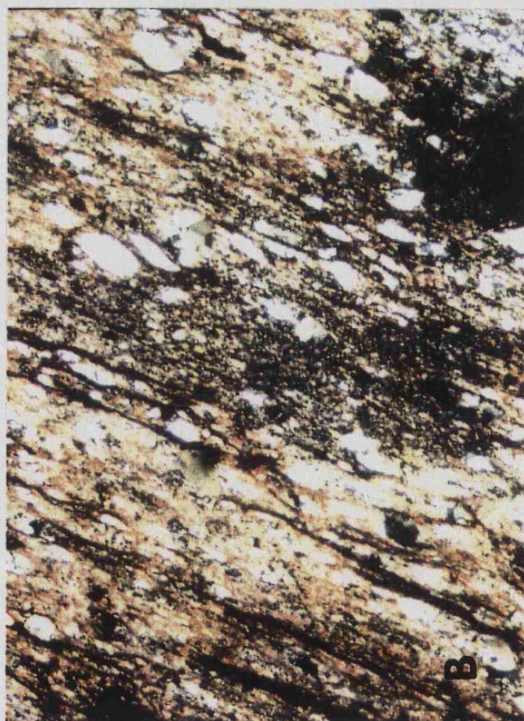
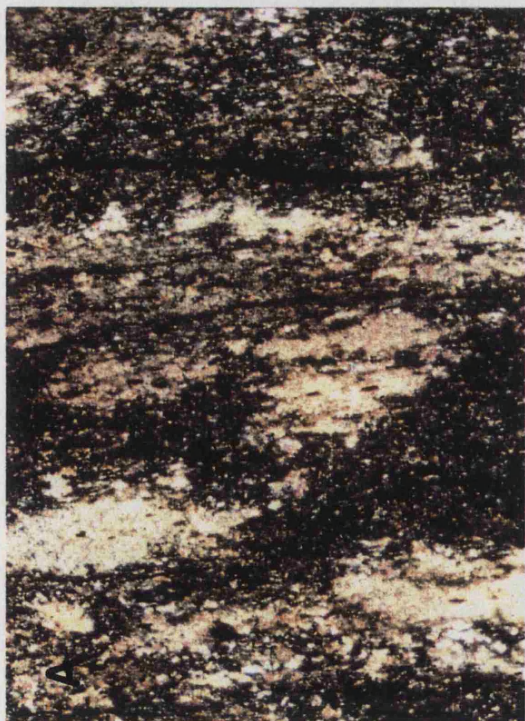
Lam. 8.1.1.- A: Aspecto de la superficie de esquistosidad principal producida por metamorfismo regional durante la deformación hercínica en pelitas (16 aumentos). B: Aspecto de la esquistosidad principal producida por metamorfismo regional durante la deformación hercínica en grauwacas alternantes con pelitas (2.5 aumentos). C: Superficie afectada por la esquistosidad hercínica principal en pelitas (16 aumentos). D: Cristales de filosilicatos con planos de exfoliación internos englobados en la esquistosidad hercínica principal (16 aumentos).





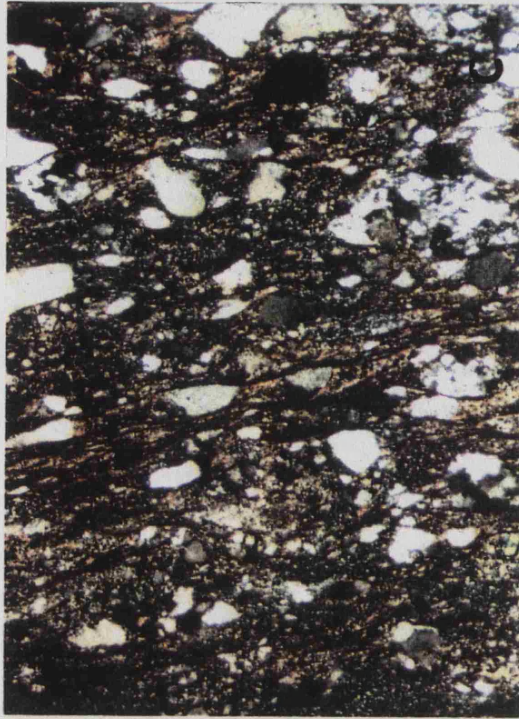
Lam. 8.2. Microestructuras desarrolladas por la deformación tardihercínica. A: Superficie de esquistosidad tardihercínica oblicua a la superficie de esquistosidad principal desarrollada durante la deformación hercínica en alternancia de pelitas y -  
 grauvacas (2.5. aumentos). B: Superficies de heterogeneidad gruesas de  
 sarrolladas en grauvacas. Los clastos mayores quedan englobados entre dos superficies contiguas. C: Pliegues ptigmáticos  
 desarrollados en relación con la deformación tardihercínica en alternancias de dominios filosilicatados y predominantes  
 en cuarzo (2.5 aumentos). D: Suave plegamiento tardihercínico afectando a agregados minerales formados por efecto del me-  
 tamorfismo térmico en pelitas (2.5 aumentos).





Lam.8.3. Microestructuras desarrolladas por metamorfismo térmico. A: Agregados minerales enriquecidos en filosilicatos en grauvacas (2.5 aumentos). B: Desarrollo incipiente de agregados minerales en grauvacas (2.5 aumentos). C: Porfido-  
blastos de andalucita en corneanas desarrollados preferentemente sobre dominios filosilicatos (2.5 aumentos).  
D: Textura equigranular microcristalina en corneanas (2.5 aumentos).





Lam. 8.4.

Microestructuras desarrolladas por metamorfismo dinámico.

A: Cristal de cuarzo con extinción ondulante, indicios de mosaización y bordes suturados (2.5. aumentos).  
 B: Pliegues intrafoliares en pelitas (2.5 aumentos).  
 C: Metamorfismo dinámico en gravvacas de grano grueso. Clastos mayores en mosaico o con fuerte extinción ondulante e indicios de fragmentación. Matriz de aspecto triturado (2.5. aumentos).

**9.- REFLECTANCIA DE ROCAS DETRITICAS EN EL  
COMPLEJO ESQUISTO GRAUVAQUICO EN EL VISIBLE  
E INFRARROJO CERCANO OBTENIDAS EN EL  
LABORATORIO**

**9. REFLECTANCIA DE ROCAS DETRITICAS EN EL  
COMPLEJO ESQUISTO GRAUVAQUICO EN EL VISIBLE  
E INFRARROJO CERCANO OBTENIDAS EN EL  
LABORATORIO**

**INTRODUCCION**

El Complejo Esquisto-grauváquico es un conjunto estratigráfico al que se atribuye edad Precámbrica y Cámbrica consistente en una monótona serie alternante de pelitas y grauvacas en el área de estudio. Este conjunto litológico, de varios miles de metros de potencia, ocupa vastas extensiones de terreno en la región Centroibérica del Macizo Hespérico de la Península Ibérica.

Su monotonía litológica ha servido de marco para un estudio sobre cartografía de efectos térmicos producidos por la intrusión de granitos (ROWAN et al., 1987), apoyado en diferencias de reflectancia producidas por la presencia de moscovita y material carbonoso en los suelos desarrollados sobre corneanas y pizarras mosqueadas.

Las pizarras y grauvacas del CEG han sufrido un plegamiento apretado con aparición de una esquistosidad principal bien desarrollada muy penetrativa. Se le superpone de modo generalizado una esquistosidad menos penetrativa subhorizontal que toma la forma de kink-bands con planos axiales horizontales. En capas litareníticas produce una lineación de intersección grosera, y pasa a ser penetrativa en pelitas, tomando el aspecto de una verdadera crenulación con desarrollo de microlitones que engloban a la esquistosidad principal.

Acompaña a la formación de esquistosidad el crecimiento de micas orientadas preferentemente a lo largo de los planos de esquistosidad, situándose sus planos basales paralelos a los mismos. Siendo las micas algunos de los minerales repetidamente citados en la literatura por sus características espectrales críticas en la interpretación de imágenes de satélite, este trabajo intenta explorar la variabilidad en la reflectancia de rocas con una fábrica interna definida, registrada desde posiciones distintas respecto a la citada fábrica.

Los procesos de metamorfismo dinámico modifican la textura de las rocas de modo diferente al metamorfismo regional. La reflectancia de las rocas así deformadas es también susceptible de recoger estas diferencias texturales.

En grandes áreas ocupadas por materiales litológicamente monótonos como el CEG, puede dar lugar a la cartografía de regiones con una disposición distinta de los elementos de la fábrica basada en el tratamiento de imágenes de satélite.

#### METODO DE ESTUDIO

Pelitas y grauvasas se intercalan en intervalos centimétricos e incluso milimétricos en la serie estratigráfica, por lo que se han seleccionado 13 muestras de pelitas y 10 de grauvasas que presentan esquistosidades bien desarrolladas al observarlas en muestra de mano. Durante el curso de las medidas de reflectancia se ha tenido en cuenta tamaño de grano, y homogeneidad relativa de composición basados en observaciones al microscopio en lámina delgada, y en muestra de mano.

Para evitar interferencias con diferencias en reflectancia producidas por efectos térmicos relacionados con la intrusión de los granitos, todas las rocas estudiadas proceden de áreas donde estos efectos no son registrados por las imágenes Thematic Mapper.

Con el objeto de obtener láminas delgadas, se han efectuado dos cortes con sierra, ambos perpendiculares a las subparalelas superficies de estratificación y esquistosidad principal. Las dos secciones forman un ángulo cercano a  $90^\circ$  entre sí, siendo una de ellas paralela a la lineación de intersección entre las superficies de estratificación y de esquistosidad principal, y la segunda perpendicular a ella, y paralela a los ejes de la esquistosidad de crenulación posterior (fig.9.1).

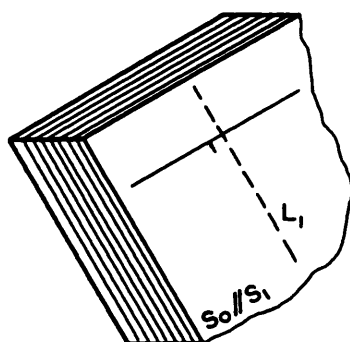


FIG. 9.1 POSICION DE SECCIONES CORTADAS PARA LAMINA DELGADA EN MUESTRAS DE MANO REFERIDAS A LOS ELEMENTOS DE LA FABRICA INTERNA DE LA ROCA.

- $S_0$  : SUPERFICIE DE ESTRATIFICACION SUBPARALELA A  $S_1$ , SUPERFICIE DE ESQUISTOSIDAD PRINCIPAL.
- $L_1$  : LINEACION DE INTERSECCION ENTRE LAS SUPERFICIES DE ESTRATIFICACION Y DE ESQUISTOSIDAD PRINCIPAL.

Tanto las superficies cortadas para lámina delgada, como las superficies de estratificación tal como aparecen en el afloramiento, se han sometido a medidas de reflectancia difusa con un espectrofo-



tómetro BECKMAN UV 5240 provisto de una esfera integradora en longitudes de onda comprendidas entre 0.4 y 2.5  $\mu$ m.

En un principio, y para ensayar posibles diferencias, se tomaron medidas de reflectancia situando la ranura de observación del instrumento en dos posiciones distintas sobre cada superficie a medir, paralela y perpendicular respectivamente a la lineación de intersección entre las superficies de esquistosidad principal y estratificación. Comprobada la similitud de reflectancias entre ambas medidas sobre una misma superficie, se efectuó en adelante una sola medida por superficie, situando la ranura de observación del instrumento paralela a la lineación de intersección entre las superficies de estratificación y esquistosidad principal.

Sobre las muestras de rocas se han tomado un número aproximado de 120 medidas de reflectancia, así como en treinta muestras de suelos, recogidos asimismo en áreas no afectadas por metamorfismo de contacto.

A fin de poner de manifiesto diferencias en reflectancia en rocas con leves variaciones litológicas, así como en superficies distintas referidas a la fábrica interna de la roca con fiabilidad estadística, se han promediado medidas espectrales afines con arreglo a distintos criterios, que se detallan más adelante.

#### **PROPIEDADES ESPECTRALES DE PELITAS Y GRAUVACAS**

Pelitas y grauvasas son rocas formadas por acumulación de material detrítico en el fondo de cuencas sedimentarias. Las pelitas son rocas de grano fino con participación arcillosa abundante, y materia orgánica en proporciones variables. Las grauvasas están

formadas por clastos de mayor tamaño de grano, mayor abundancia de cuarzo y heterogeneidad en la composición de los clastos que las componen, entre los que se cuentan fragmentos de roca.

Las reflectancias observadas sobre las superficies de estratificación de las pelitas y grauvacas del CEG describen curvas muy similares (fig.9.2). Son relativamente planas, con una meseta entre 1.5 y 1.8  $\mu\text{m}$ , y caída de reflectancia a ambos lados de la misma, más acusada hacia el visible.

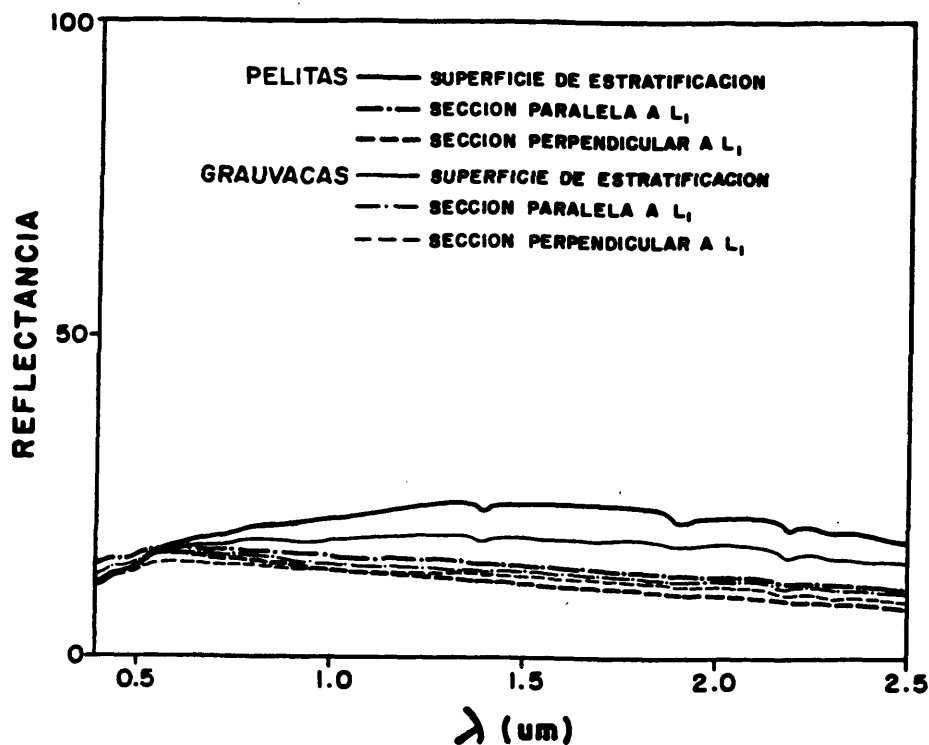


FIG. 9.2.

CURVAS ESPECTRALES PROMEDIO SOBRE PELITAS Y GRAUVACAS MEDIDAS SOBRE SUPERFICIES DE ESTRATIFICACION Y SUPERFICIES CORTADAS CON SIERRA PARA LAMINA DELGADA PARALELAS Y PERPENDICULARES RESPECTIVAMENTE A LA LINEACION DE INTERSECCION ENTRE LAS SUPERFICIES DE ESTRATIFICACION Y ESQUISTOSIDAD PRINCIPAL (ver fig. 9.1).

Los dos grupos de rocas registran absorciones de energía electromagnética en las mismas longitudes de onda. Los minerales arcillosos y las micas proveen absorciones asociadas a moléculas de agua en 1.4 y 1.9  $\mu\text{m}$ , y a grupos  $\text{OH}^-$  en huecos dioctahédricos en 2.2  $\mu\text{m}$ , además de una insinuación de absorción en 2.3  $\mu\text{m}$  debida a grupos  $\text{OH}^-$  en huecos trioctahédricos (HUNT y SALISBURY, 1976). Tanto la caída hacia el azul, como la absorción en 0.475  $\mu\text{m}$  se deben a las transiciones electrónicas entre los cationes ferroso y férrico.

La materia orgánica presente en las pizarras por su depósito en un ambiente reductor es responsable de una reducción en reflectancia global, si bien la discusión sobre este aspecto se reserva para más adelante.

#### **EFFECTOS RELACIONADOS CON LA FABRICA INTERNA DE LAS ROCAS PRODUCIDA POR METAMORFISMO REGIONAL**

Las estructuras planares y lineares presentes en las rocas han sugerido la observación de reflectancias en secciones orientadas respecto a dichas estructuras.

Las presiones dirigidas que actúan durante el metamorfismo regional producen el aplastamiento y cizallamiento de las rocas, con la aparición de planos de discontinuidad perpendiculares a la dirección del esfuerzo principal (SIDDANS, 1972; WILLIAMS, 1972; ETHERIDGE y LEE, 1975). Las pizarras responden de modo especialmente favorable al desarrollo de estos planos, siendo las superficies de esquistosidad uno de sus aspectos morfológicos típicos en zonas metamorfizadas. Los componentes de la roca se reorganizan, produciendo distribuciones de sus minerales que varían según el

comportamiento mecánico de la roca, y la intensidad de la deformación a que están sometidas.

Por efecto de la presión se forman cristales nuevos de micas, que crecen cristalográficamente orientados con sus planos basales paralelos a la superficie de esquistosidad (KNIPE, 1981; GREGG, 1985). Al observar una sección paralela a esta superficie, el área cubierta por filosilicatos es mayor que en una superficie perpendicular a la misma.

La intersección entre las superficies de esquistosidad y de estratificación son visibles en muestra de mano en forma de una lineación morfológicamente distinta. En la zona de estudio, tanto estratificación como esquistosidad se disponen verticalmente formando un ángulo bajo entre sí, dando como resultado una lineación de estratificación subvertical. Esta lineación es una dirección de estiramiento mineral, a lo largo de la cual se disponen granos elongados con sus ejes mayores paralelos a la misma.

En las muestras a estudiar se han practicado dos secciones perpendiculares tanto a las superficies de esquistosidad como de estratificación, una de ellas paralela a la lineación de intersección entre la estratificación y la esquistosidad principal, y la segunda paralela a la misma.

La reflectancia espectral en las muestras cortadas con sierra es ligeramente distinta de la que producen las superficies de estratificación tal y como aparecen en el afloramiento (fig.9.2). Tienen en común la caída hacia el azul, que se interrumpe en un umbral en  $0.55 \mu\text{m}$ , donde se inicia una caída suave de trayectoria

rectilínea hacia longitudes de onda más largas. La reflectancia global se reduce por el menor impacto de la meteorización.

Los mínimos de absorción se repiten respecto a las superficies de estratificación. Están bien señalados el mínimo en 0.475  $\mu\text{m}$  debido a las transiciones electrónicas entre los cationes ferroso y férrico, y el hombro en 0.45  $\mu\text{m}$ . En longitudes de onda más largas, las absorciones asociadas a agua molecular y grupos OH persisten, aunque debilitadas respecto a las superficies de estratificación alteradas.

Comparando la reflectancia entre las dos secciones cortadas con sierra, se cumple tanto en pelitas como en grauvacas, que la reflectancia global de la sección paralela a la lineación de intersección es mayor que la sección perpendicular a ella. Aunque el efecto es poco notorio en las curvas promedio que se muestran en la figura, por la proximidad en la reflectancia global de las dos secciones, se cumple esta relación de reflectancias en todas las medidas realizadas por muestra. Ello demuestra que un área de exposición mayor de micas en una misma muestra de roca produce un aumento de la reflectancia global.

Aunque imposible de cuantificar en este estudio por la debilidad de los mínimos de absorción presentados, es probable que estos mínimos se intensifiquen o debiliten acompañando a la reflectancia global. De este modo, una misma roca, en la que los elementos de la fábrica adopten distintas posiciones en el espacio, son susceptibles de producir diferencias espectrales registrables por sensores aeroportados.

Pelitas y grauvacas de aspecto comparativamente más oscuro no recogen la caída en el visible (fig.9.3) que reflejan de modo general el conjunto de las rocas en las secciones cortadas por sierra, sino que la reflectancia decae sin interrupción en trayectoria rectilínea desde 0.4 a 2.5  $\mu\text{m}$ . En varias ocasiones se ha reseñado el efecto oscurecedor de los rasgos espectrales por presencia de materia orgánica (CROWLEY, 1986; CLARK, 1983). Siendo las curvas de reflectancia tan planas e inexpresivas como las de las pelitas y grauvacas estudiadas, la desaparición de los únicos rasgos acentuados en rocas ricas en materia orgánica apunta en la misma dirección.

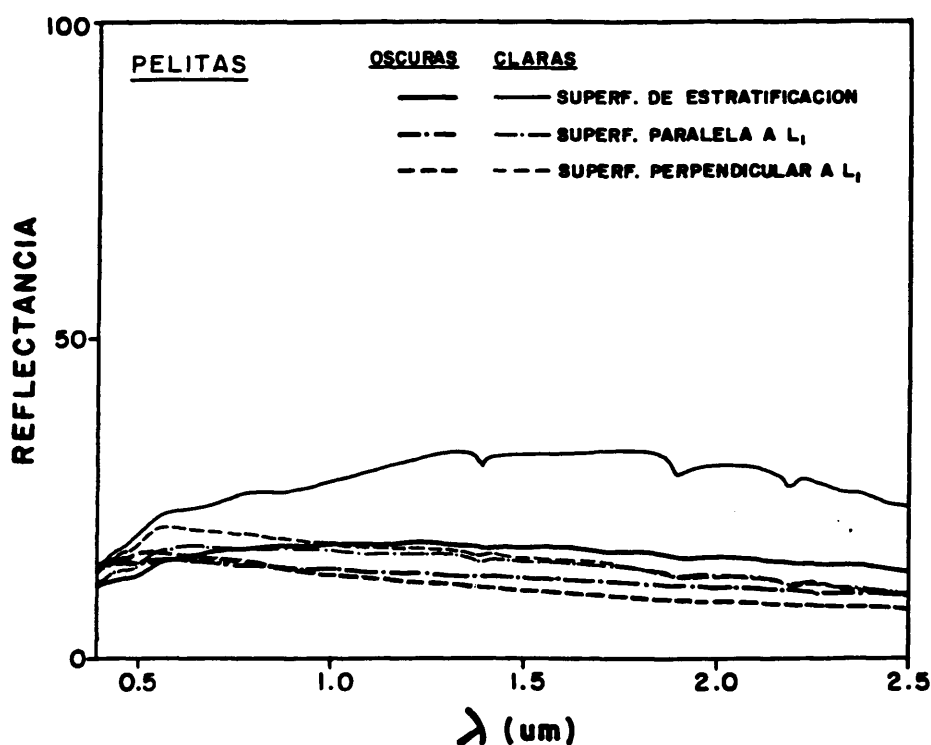


FIG. 9.3

CURVAS ESPECTRALES CON PELITAS CLARAS Y OSCURAS, MEDIDAS SOBRE SUPERFICIES DE ESTRATIFICACION Y SUPERFICIES CORTADAS CON SIERRA PARA LAMINA DELGADA, PARALELAS Y PERPENDICULARES RESPECTIVAMENTE A LA LINEACION DE INTERSECCION ENTRE LAS SUPERFICIES DE ESTRATIFICACION Y ESQUISTOSIDAD PRINCIPAL (ver fig.9.1).

El efecto anulador de las absorciones por hierro en el azul del visible no se detecta en la reflectancia recogida en superficies de estratificación de las pelitas y grauvacas más abundantes en materia orgánica. La mayor abundancia relativa de minerales de alteración hace predominar en estas superficies la absorción por la presencia de minerales ferruginosos.

#### **EFFECTOS RELACIONADOS CON METAMORFISMO DINAMICO INTENSO**

Alteraciones texturales producidas en pelitas y grauvacas por metamorfismo dinámico dan lugar a esquistos miloníticos con fuerte heterogeneidad en tamaño de grano. Los clastos grandes, fundamentalmente cuarcíferos y de fragmentos de roca que sugieren una participación de material volcánico, están inmersos en una matriz de grano fino muy micácea.

Los esquistos miloníticos estudiados proceden de los materiales supuestamente precámbricos que cabalgan sobre el paleozoico en el límite entre la Zona Centroibérica y la Zona de Ossa-Morena en el Macizo Hespérico al sur de la localidad de Albuquerque.

Las curvas de reflectancia de estas rocas son muy diferentes a las de las pizarras y grauvacas solamente afectadas por metamorfismo regional (fig.9.4). Despliegan de manera clara signos de la existencia de materiales ferruginosos. No sólo aparece el mínimo el  $0.475 \mu\text{m}$ , sino dos amplias depresiones separadas por un umbral, la primera centrada en  $0.8 \mu\text{m}$ , debida al catión férrico  $\text{Fe}^{3+}$ , siendo la causa de la segunda, centrada en  $1.0 \mu\text{m}$ , el catión ferroso  $\text{Fe}_2^{+}$ . Los amplios mínimos producidos por agua molecular desaparecen, para dar lugar a una absorción estrecha y profunda en  $1.4 \mu\text{m}$ , debida probablemente a moscovita, y una serie de mínimos entre  $1.8$  y  $2.0 \mu\text{m}$ ,

combinación de la influencia de distintos minerales arcillosos (illita-esmectita, caolinita), y micas (moscovita, caolinita, flogopita ...), además del agua contenida en las inclusiones fluidas de los granos de cuarzo.

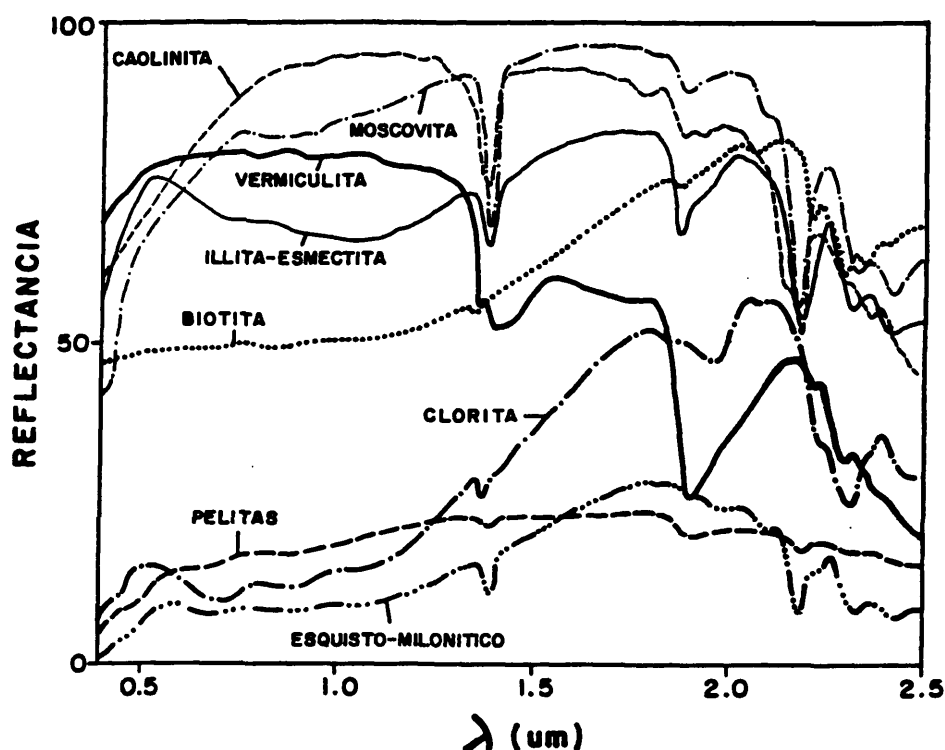


FIG. 9.4  
CURVAS ESPECTRALES EN SUPERFICIES DE ESTRATIFICACION DE ESQUISTOS MILONITICOS Y VARIOS DE SUS COMPONENTES MINERALES.

Las fuertes absorciones en 2.2, 2.25, 2.35 y 2.4  $\mu\text{m}$  en los esquistos miloníticos se deben a vibraciones de los cationes  $\text{OH}^-$  en huecos dioctahédricos y trioctahédricos vinculados a los minerales arcillosos y las micas (HUNT y SALISBURY, 1976).



## **EFFECTOS RELACIONADOS CON METAMORFISMO DINAMICO DEBIL**

El Complejo Esquisto Grauváquico en el área de estudio constituye una faja alargada en dirección ESE-ONO de unos aproximadamente 3 Km de anchura, y 10 de largo, que se extiende al norte del igualmente alargado granito de Nisa-Alburquerque. El granito aparece en dos cuerpos con morfología y comportamiento espectral diferente, separado por un estrangulamiento.

El contacto oriental del granito tiene un trazado rectilíneo, aproximadamente paralelo a la dirección de la muy próxima Falla de Plasencia, que transcurre en dirección NO-SE con desplazamiento horizontal levógiro que afecta al granito. La Falla de Plasencia es un accidente muy notorio perteneciente al sistema de fracturas tardihercínicas que afectaron al conjunto de la Península Ibérica en las etapas finales de la orogenia hercínica.

Al igual que los dos cuerpos diferenciables en el granito, la franja de CEG está separada en dos sectores con ligeras diferencias espectrales, en parte motivadas por la diversidad en el uso de suelo y recubrimiento vegetal, separados por una franja transversal a la dirección de las estructuras principales. Esta amplia franja de bordes rectos en dirección paralela a la Falla de Plasencia, de 1 Km de anchura aproximadamente, pasa por el estrangulamiento en el granito, y es identificable en imágenes Thematic Mapper.

Los lineamientos cartografiados en imágenes en el CEG muestran una mayor desorganización de direcciones en el área comprendida entre los límites de la citada franja, así como recorridos más cortos. Un cuidadoso estudio de campo, en el que se han realizado medidas sistemáticas de superficies de estratificación,

esquistosidad y otras superficies de discontinuidad, ejes de pliegues, y lineaciones de intersección entre distintas superficies, también revela mayor variabilidad en la disposición de los referidos elementos estructurales entre los límites de la franja mencionada.

Puesto que esta franja es fácilmente identificable en muchas combinaciones realizadas con tratamiento de imágenes, se planteó un estudio de reflectancia realizado sobre rocas y suelos en laboratorio.

Siguiendo las diferencias espectrales observadas en pelitas y grauvacas con mayor o menor contenido en materia orgánica, y en las distintas superficies cortadas en las mismas, se ha mantenido la separación establecida en base a estos criterios, con la intención de no mezclar respuestas supuestamente ocasionadas por las circunstancias antes descritas.

Si tenemos en cuenta la reflectancia medida en superficies de estratificación, la reflectancia global es más baja en las pelitas interiores a la franja que en el exterior (fig.9.5). La forma de la reflectancia tanto en las pelitas claras como en las oscuras, se acerca más a la forma de la curva de las pelitas con materia orgánica en el interior de la franja que en el exterior. Lo mismo se observa en la reflectancia de las grauvacas oscuras, pero no en las grauvacas claras.

Las dos superficies cortadas por sierra en las pelitas oscuras, apuntan a una mayor reflectancia global de las rocas que afloran en el exterior de la franja, mostrando una leve caída en el visible que no está presente en las pelitas oscuras del interior de la franja.

Lo contrario sucede en las pelitas claras en cuanto a reflectancia global, pero no en lo que respecta en la caída hacia el azul en el visible, que sigue siendo menos acusada en el interior de la franja.

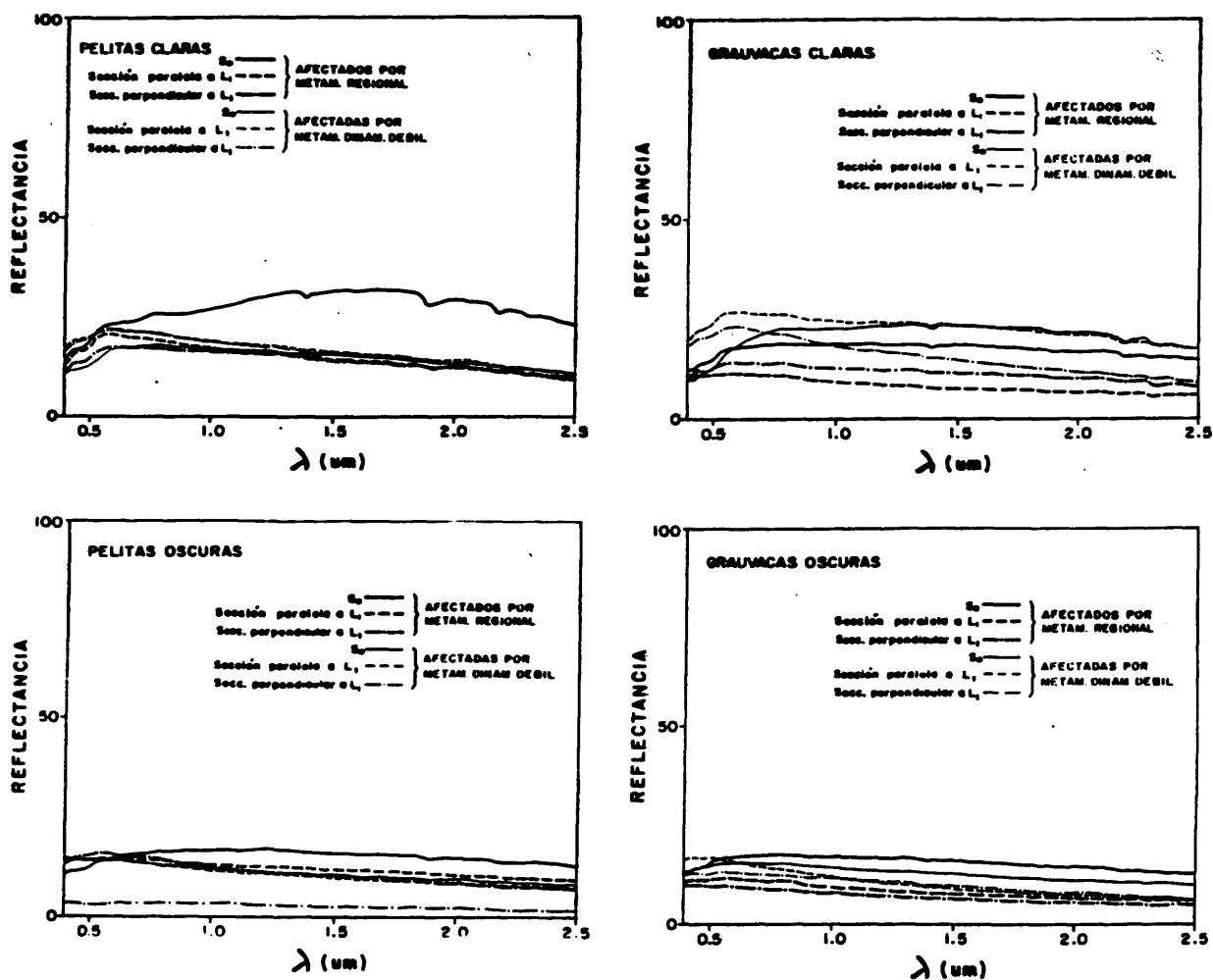


FIG. 9.5.

CURVAS ESPECTRALES MEDIDAS EN DISTINTAS SUPERFICIES DE PELITAS Y GRAUVACAS DE TONO OSCURO Y CLARO, AFECTADAS O NO POR METAMORFISMO DINAMICO DEBIL.

En las grauvacas, claras al igual que oscuras, la reflectancia global es mayor dentro de la faja, y la caída hacia el azul en el visible es menos acusada fuera de la franja que dentro.

Teniendo en cuenta solamente la reflectancia correspondiente a las superficies cortadas por sierra que son paralelas a la lineación de intersección entre las superficies de estratificación y esquistosidad (fig.9.5), se comprueba que las rocas oscuras experimentan una reducción en la reflectancia global en el interior de la franja. Las rocas claras, por el contrario, no siguen esa tendencia.

Según estas observaciones, pelitas claras y oscuras, y grauvacas oscuras, experimentan una reducción en reflectancia global en sus superficies de meteorización en las rocas que afloran en el interior de la franja. Es decir, en la reflectancia ofrecida por el afloramiento.

En las secciones cortadas para lámina delgada, la pendiente de la caída hacia el azul en el visible es un rasgo más representativo que la reflectancia global. Esta caída es menos acentuada en las rocas recogidas en el interior de la franja para las pelitas, tanto claras como oscuras, y para las grauvacas oscuras, aunque no para las grauvacas claras.

De este conjunto de observaciones se deduce que las rocas oscuras, con mayor contenido en materia orgánica, se muestran más sensibles a indicar tendencias similares en reflectancia en rocas recogidas en el interior y exterior de la franja. Estas tendencias se resumen en la reflectancia global menor en el interior de la franja cuando se observa la superficie de estratificación tal como aparece en el afloramiento en el interior de la franja, así como una caída menos pendiente hacia el azul en el visible observada en la reflectancia de las superficies cortadas para lámina delgada, también en el interior de la franja.

Tanto el descenso de reflectancia global como la menor pendiente de la caída hacia el azul en el visible indican diferencias en la cantidad o cualidad de la materia orgánica contenida en las rocas, que se intensifica en el interior de la franja.

Un conjunto de suelos recogidos en zonas alejadas del contacto con el granito de Nisa-Alburquerque (fig.9.6) muestran asimismo una reflectancia global más baja en el interior de la franja que en el exterior.

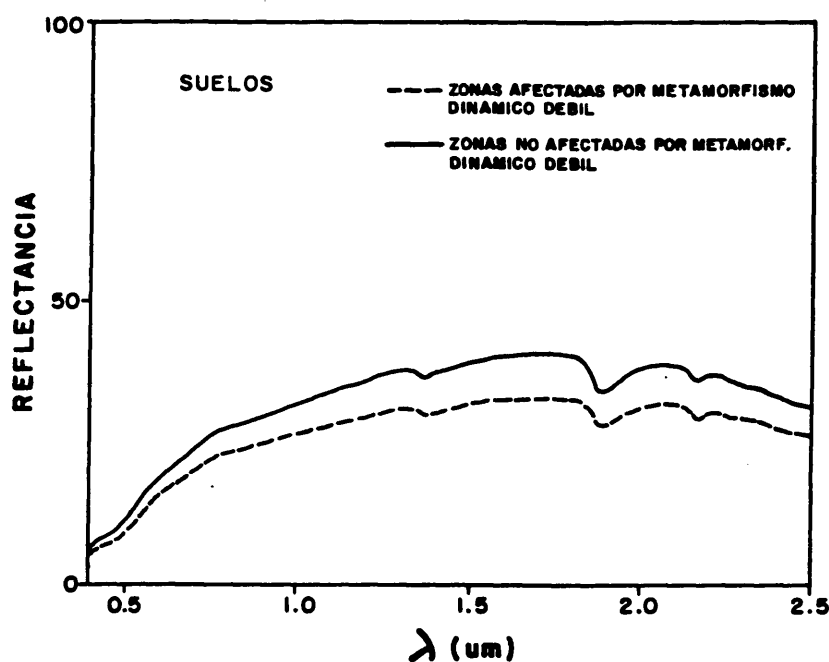


FIG. 9.6.  
CURVAS ESPECTRALES EN SUELOS PROCEDENTES DE ZONAS AFECTADAS O NO POR METAMORFISMO DINAMICO DEBIL.

Los suelos se han clasificado de acuerdo con la tabla de colores de Munsell (Munsell Color Co., 1950) asignándoles tres índices, que corresponden respectivamente al tono, valor y

cromaticidad. La mayor parte encajan en un tono amarillento, con una pequeña representación de amarillo rojizos. Añadiéndoles los índices de valor y cromaticidad, se clasifican como pardos muy pálidos, pálidos y amarillentos. Según los estudios que relacionan los índices de las tablas de color de Munsell con las propiedades espectrales de los suelos correspondientes (ESCADAFAL et al., 1989), las variaciones de reflectancia global estarían reflejadas por el parámetro valor en la escala de Munsell. Los "valores" de Munsell para los suelos estudiados son inferiores, indicando mayor oscuridad, en el conjunto de suelos del interior de la franja, que en el exterior.

La misma disminución de reflectancia global, y, por lo tanto, mayor oscuridad cromática, se ha reseñado en los suelos desarrollados sobre corneanas y pisarras mosqueadas, para diferenciarlos de los que se desarrollan en áreas no afectados por metamorfismo de contacto (ROWAN et al., 1987, ANTON-PACHECO, 1989). En los mencionados trabajos se ha atribuido la depresión en reflectancia global a la mayor madurez térmica de la materia carbonosa. Una investigación más amplia es necesaria para estimar los cambios mineralógicos y cristalográficos producidos por aumentos de presión y temperatura en los componentes orgánicos de las rocas, y sus efectos sobre la reflectancia.

#### **COCIENTES DE BANDAS CALCULADOS SOBRE MEDIDAS DE REFLECTANCIA DE LABORATORIO EN LONGITUDES DE ONDA TM**

Tres cocientes se han seleccionado como críticos para mostrar las diferencias en rocas claras y oscuras, y sus ligeras diferencias en reflectancia.

El cociente 4/7 (fig.9.7) indica la pendiente de la recta desde el visible hacia el infrarrojo en las secciones cortadas por sierra. Las rocas oscuras muestran en conjunto valores más altos que las claras. Teniendo en cuenta solamente las claras, las pelitas también registran una pendiente mayor hacia el infrarrojo que las grauvacas, que se manifiesta en valores superiores en el cociente 4/7.

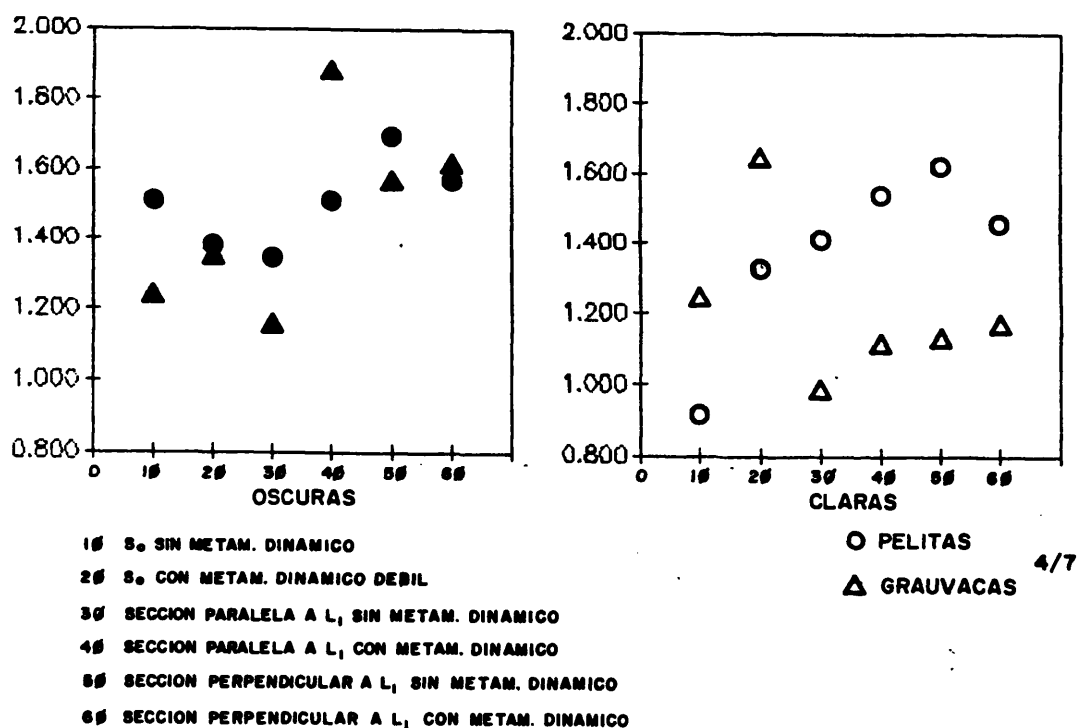


FIG. 9.7.  
VALORES CALCULADOS SOBRE CURVAS ESPECTRALES DE LABORATORIO EN LOS INTERVALOS DE LONGITUD DE ONDA DE LOS CANALES DEL THEMATIC MAPPER, PARA EL COCIENTE 4/7, EN PELITAS Y GRAUVACAS OSCURAS Y CLARAS.

Los cocientes 3/1 y 2/1 miden la pendiente de la caída hacia el azul, más acusada en rocas claras que oscuras. Por lo tanto, los valores respectivos para ambos cocientes (fig.9.8) son más bajos en las rocas oscuras que las claras. De nuevo, y de modo especial en el cociente 2/1, se repite que entre las rocas claras, las pelitas también presentan valores más bajos que las grauvacas.

Las rocas interiores a la franja deberían de cumplir las mismas relaciones respecto a las exteriores, presentando cocientes 3/1 y 2/1 inferiores para medidas en superficies equivalentes. Esto sólo es verdad en pelitas en secciones cortadas por sierra paralelas a la lineación de intersección principal, pero no en grauvacas ni en otras secciones medidas en pelitas.

Los cocientes espectrales calculados sobre medidas en suelos no siguen las mismas pautas que las rocas en los cocientes mencionados, ni siquiera en el visible. Para apreciar diferencias sensibles en reflectancia, hay que acudir a las combinaciones reseñadas en trabajos anteriores (ROWAN et al, 1987).

#### **REFLECTANCIA OBSERVADA EN IMÁGENES THEMATIC MAPPER**

Las imágenes Thematic Mapper reflejan reflectancias menores en las regiones afectadas intensamente por el metamorfismo de contacto (fig.9.9). Los números digitales extraídos en cada una de las tres áreas que las imágenes señalan como afectadas por distinta madurez térmica, se han contrastado en función de su posición respecto a la franja transversal al estrangulamiento del granito.



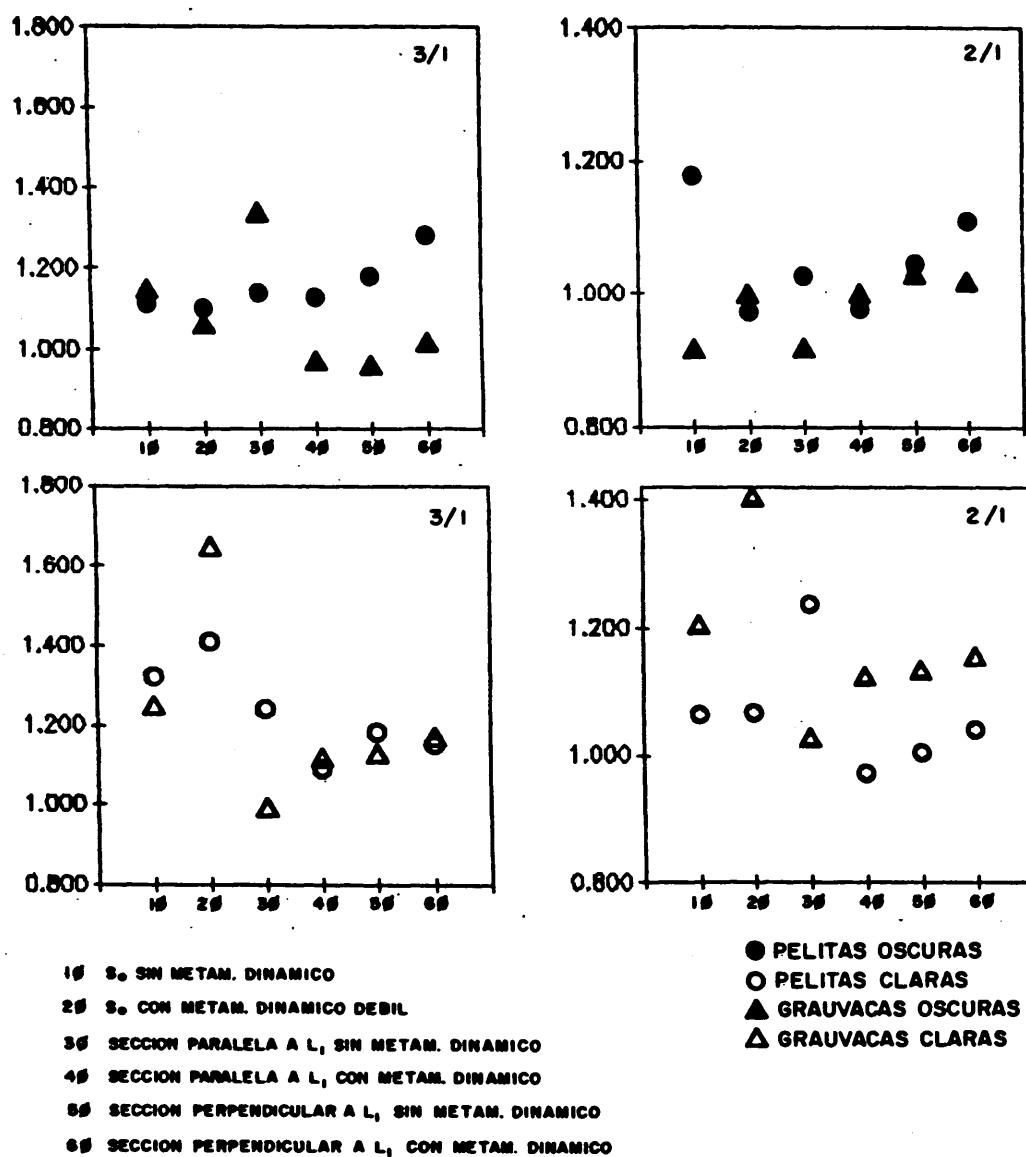


FIG. 9.8.  
VALORES CALCULADOS SOBRE CURVAS ESPECTRALES DE LABORATORIO EN LOS INTERVALOS DE LONGITUD DE ONDA DE LOS CANALES DEL THEMATIC MAPPER, PARA EL COCIENTE 3/1 Y 2/1, EN PELITAS Y GRAUVACAS OSCURAS Y CLARAS.

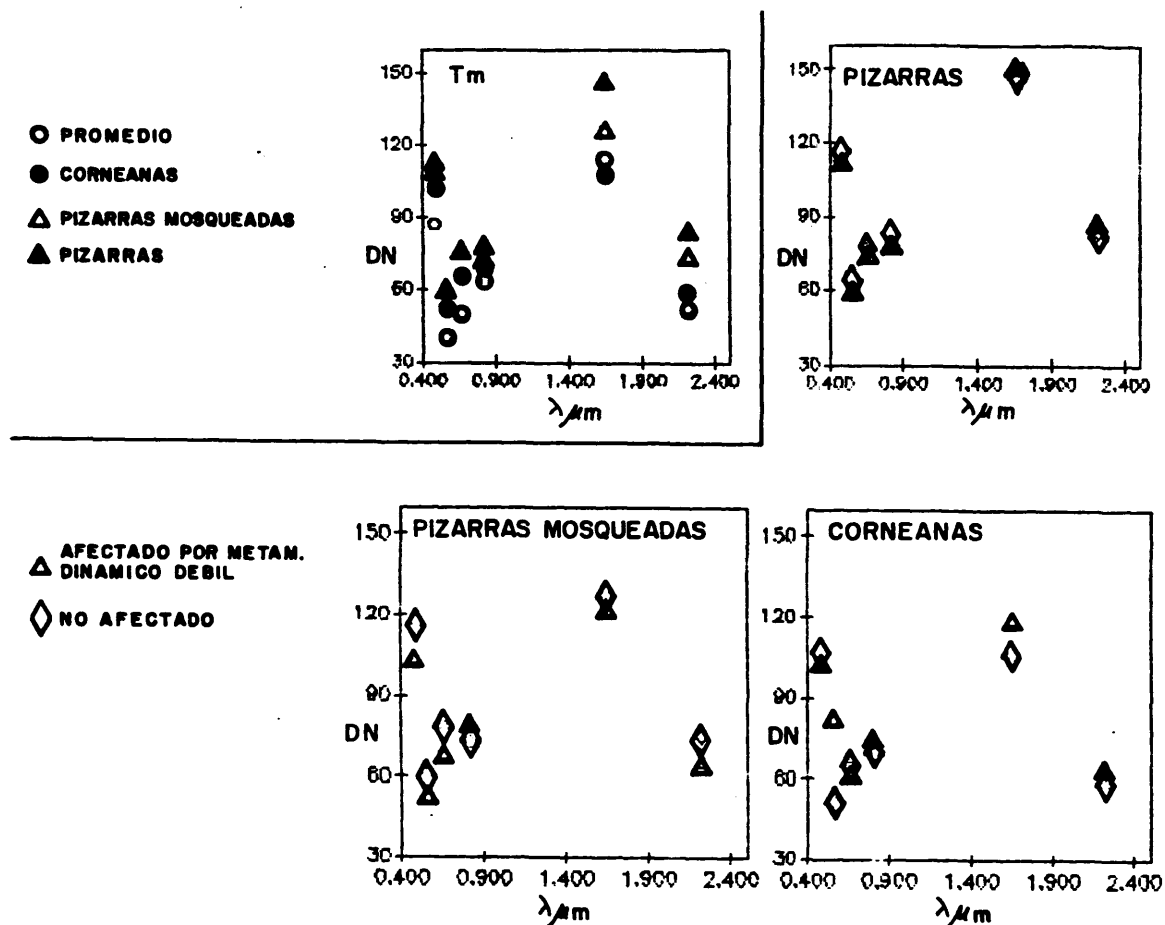


FIG. 9.9

VALORES DE NUMEROS DIGITALES CALCULADOS EN IMAGENES THEMATIC MAPPER EN REGIONES AFECTADAS POR METAMORFISMO TERMICO Y DINAMICO CON DISTINTA INTENSIDAD.

Según las medidas realizadas en laboratorio sobre suelos en un corte transversal al recorrido de la franja mencionada, la reflectancia en imágenes debería presentar relaciones similares, aunque con menor intensidad.

En las zonas más alejadas del granito, de donde proceden los suelos estudiados en laboratorio, los números digitales en el interior de la franja son efectivamente inferiores al exterior en el intervalo de longitudes de onda del visible, pero la relación se invierte en el infrarrojo cercano.

La reflectancia en imágenes es siempre menor en el interior de la franja respecto al exterior, en las áreas ocupadas por pizarras mosqueadas. En las áreas sobre corneanas, la relación es inversa en la mayor parte de las bandas del Thematic Mapper. Aquí son predominantes los efectos producidos por la intrusión del granito, por lo que no se toman en cuenta.

La separación en las reflectancias reflejadas por las imágenes Thematic Mapper en el interior y exterior de la franja es comparativamente mayor en las áreas sobre pizarras mosqueadas que en las rocas alejadas del granito. La desviación standard de ambas poblaciones cumple relaciones inversas, por lo que habría que esperar una mayor dispersión de valores en las zonas alejadas del granito, de acuerdo con parámetros estadísticos.

Ello conduce a la conclusión de que la reducción en reflectancia global demostrada por suelos en medidas de laboratorio por efecto de metamorfismo dinámico débil, se ve mejor reflejada en áreas en que la deformación que produce se superpone a efectos de un metamorfismo térmico asimismo débil, con ventaja respecto a las áreas no afectadas por metamorfismo térmico.

Los cocientes de bandas 2/7 y 3/7 recogen siempre valores inferiores para las áreas internas de la franja (fig.9.10). Los números digitales en el interior de la franja se separan de los valores medios para el conjunto de todos los campos de ensayo calculados que los correspondientes al exterior de la misma, abundando sobre la particularidad espectral del interior de la franja respecto al resto del área cubierta por la imagen.

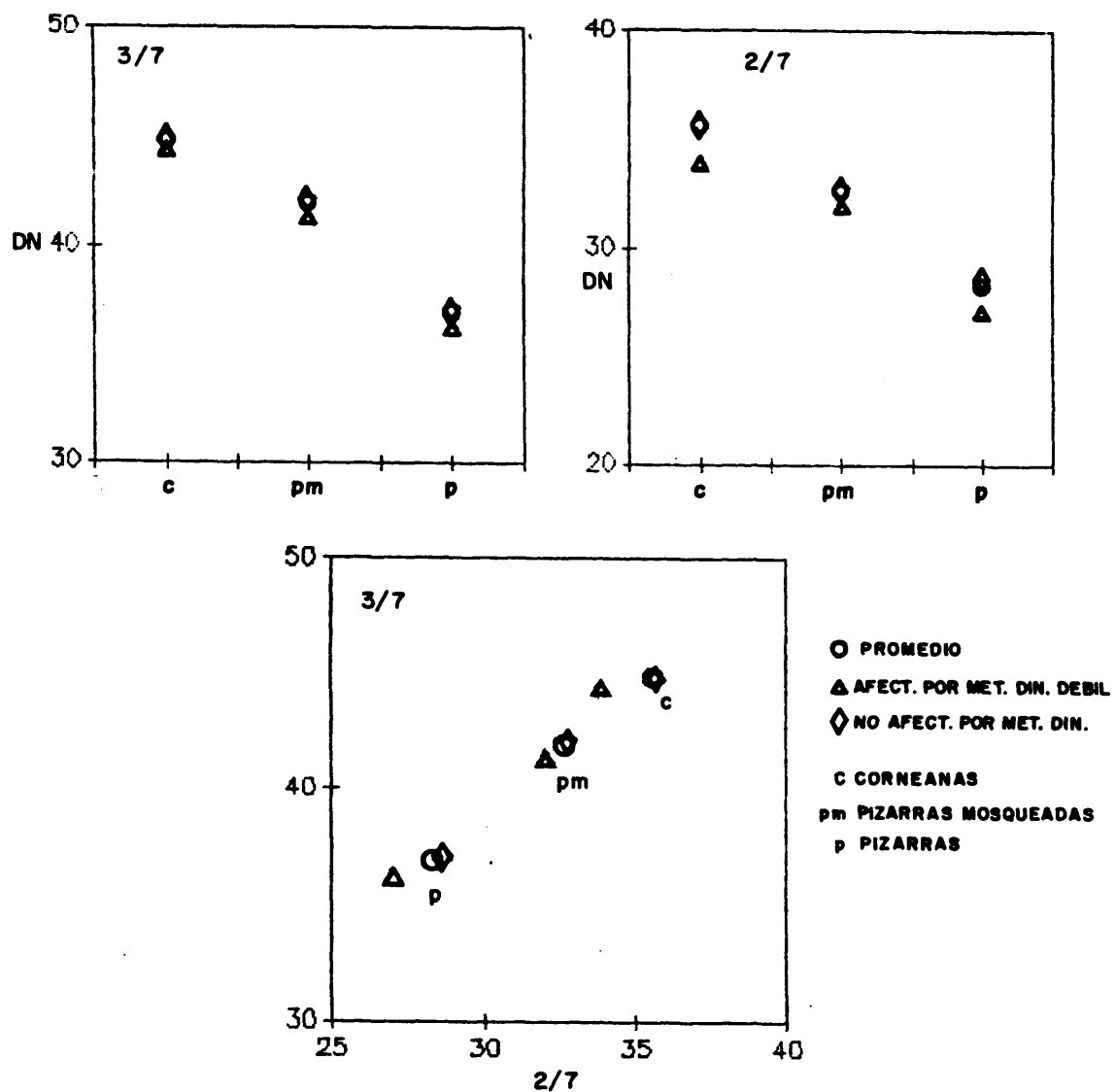


FIG. 9.10.  
VALORES DE COCIENTES 2/7 Y 3/7 CALCULADOS EN IMAGENES THEMATIC MAPPER EN AREAS  
AFECTADAS POR METAMORFISMO TERMICO DE DISTINTA INTENSIDAD.

## RESUMEN

La reflectancia observada en superficies de estratificación tal y como aparecen en el afloramiento presentan puntos de absorción similares en pelitas y grauvacas. Se diferencian en una reflectancia global más intensa en grauvacas que en pelitas. El agua molecular, y los aniones  $\text{OH}^-$ , así como las transiciones electrónicas entre los iones ferroso y férrico, son responsables de las absorciones observadas.

Dos secciones cortadas con sierra en muestras de roca, paralela y perpendicular respectivamente a la lineación de estiramiento mineral producida por procesos de metamorfismo regional, indica una reflectancia global mayor en la sección paralela a la dirección en la que cristalizan micas orientadas preferentemente. El mayor área cubierto por micas en estas secciones produce el citado aumento de reflectancia.

La forma de la curva de reflectancia en las secciones cortadas por sierra presenta de modo generalizado una caída hacia el azul en el visible, un umbral en  $0.55 \mu\text{m}$ , y una caída rectilínea con débiles absorciones hasta  $2.5 \mu\text{m}$ . Las pelitas y grauvacas con aspecto más oscuro por su mayor contenido en materia orgánica no registran la caída hacia el azul en el visible, sino que describen una recta de pendiente suave y uniforme en la totalidad del rango de longitudes de onda estudiado, al margen de leves absorciones.

Una deformación intensa por cizalla produciendo una textura fuertemente heterogranular, y abundancia de arcillas y micas en la matriz, provoca cambios significativos en la reflectancia. Se acentúan los rasgos debidos al hierro en el intervalo  $0.4-1.3 \mu\text{m}$ ,

desaparecen las absorciones por agua molecular, y la abundancia de arcillas produce mínimos acentuados en 2.2, 2.25, 2.35 y 2.4  $\mu\text{m}$  por efecto de los aniones OH, así como otra serie de mínimos mitigados en el intervalo 1.8-2.0  $\mu\text{m}$ .

Los efectos de procesos de metamorfismo dinámico débil se manifiestan preferentemente en pelitas y grauvacas oscuras, sólo detectables en reflectancia observada en secciones de roca cortadas por sierra. La reducción en reflectancia global, y menor pendiente de la caída hacia el azul en el visible observada en las zonas afectadas por una intensidad ligeramente mayor de deformación, apuntan a cambios cuantitativos o cualitativos en la materia orgánica contenida en las rocas. La reflectancia observada en suelos confirma la misma tendencia.

En imágenes Thematic Mapper, la reducción de reflectancia global en la franja afectada por metamorfismo dinámico débil es más evidente cuando la deformación se superpone al metamorfismo térmico débil, que cuando no se aprecian los efectos del metamorfismo térmico. Esto abunda en la preferencia de los efectos del metamorfismo dinámico débil a presentarse en materiales más oscuros inicialmente.

Una apreciación más cuidadosa de los efectos de aumentos en temperatura y presión sobre los cambios mineralógicos, cristalográficos y texturales en rocas ricas en materia orgánica, así como en los suelos que se desarrollan sobre ellas, es un campo de investigación actualmente abierto.

**10. TRATAMIENTO DIGITAL EN EL COMPLEJO ESQUISTO-  
GRAUVAQUICO CON IMAGENES THEMATIC MAPPER.  
REFLECTANCIA RELACIONADA CON EL METAMORFISMO  
TERMICO Y DINAMICO.**

## **10. TRATAMIENTO DIGITAL EN EL COMPLEJO ESQUISTO-GRAUVAQUICO CON IMAGENES THEMATIC MAPPER. REFLECTANCIA RELACIONADA CON EL METAMORFISMO TERMICO Y DINAMICO.**

### **INTRODUCCION**

Las imágenes registradas desde satélites con sistemas electrónicos consisten en distribuciones bidimensionales de datos numéricos comprendidos entre 0 y 255, que se traducen visualmente en 256 intensidades de gris, desde el negro al blanco, simulando una fotografía.

Las imágenes Thematic Mapper utilizadas en este trabajo reúnen datos de reflectancia en siete canales, de los que tres corresponden al visible, otros tres al infrarrojo cercano, y un séptimo al infrarrojo térmico. Cada uno de estos canales constituye una capa de datos (JENSEN, 1986).

La técnica del tratamiento digital de imágenes permite manipular estadística y algebraicamente esta información multiespectral (CONDIT y CHAVEZ, 1979; SCHOWENGERDT, 1983), y producir nuevas imágenes en las que la composición de color contribuye a resaltar características espectrales de la superficie terrestre, en nuestro caso, áreas del Complejo esquistograuvaquico afectadas por distintos procesos metamórficos.



## **METODO DE ESTUDIO**

Para extraer posibles diferencias de significado geológico, se ha tratado digitalmente una imagen Thematic Mapper con fecha de 3 de Agosto de 1985. Puesto que los datos espectrales de laboratorio se limitan al intervalo entre 0.4 y 2.5  $\mu\text{m}$ , sólo se han tenido en cuenta los canales del visible y el infrarrojo cercano, dejando al margen, por lo tanto, el infrarrojo térmico.

El programa de tratamiento de imágenes de uso público desarrollado por la NASA empleado, escrito en FORTRAN, está instalado en un microordenador que funciona autónomamente con dos puestos de trabajo. La unidad de proceso central posee una velocidad de proceso de 16.7 MHz, acelerador vectorial y acelerador de coma flotante, 478 Megabytes de capacidad de almacenamiento en disco duro, y cuenta con un sistema operativo UNIX. La resolución espacial del monitor de presentación es de 910 por 1152, y 10 bits de resolución de color, que proporciona 1024 colores distintos escogidos en una paleta de 16.7 millones de colores, con 256 niveles de gris por cañón en 12 planos, de los cuales dos están disponibles para la superposición de gráficos.

Las copias en papel se han obtenido fotografiando la pantalla del monitor de presentación con una cámara fotográfica y procedimientos de impresión convencionales.

## **GEOMORFOLOGIA Y USO DE SUELO. EXPRESION VISUAL EN LAS IMAGENES INICIALES.**

El Complejo esquisto-grauváquico se caracteriza morfológicamente por desarrollar amplias llanuras de relieve suave. Su carácter

deprimido les hace receptoras de coluviones, que cubren ampliamente la superficie, especialmente en las cercanías del contacto con la psammita ordovícica, que proporciona fuertes relieves acompañados de una alteración rojiza muy bien desarrollada (MARTIN SERRANO, 1986).

En el área de estudio, el área topográficamente deprimida está limitada al sur por el granito de Nisa-Alburquerque, que muestra un relieve elevado, y al norte por las crestas de la psammita de edad ordovícica en posición vertical que se le superpone estratigráficamente.

La red hidrográfica discurre en amplios valles cuya dirección está suavemente controlada por la fracturación y la dirección de las estructuras hercínicas principales.

Los desniveles mayores, del orden de 100 m., y el mayor encajamiento de los ríos, se produce al norte de la unidad de Alcántara (fig.10.1). El CEG muestra una pendiente relativamente más acentuada desde el contacto meridional con el granito, hasta el río Alburrel al norte, que discurre más o menos paralelo y cercano al contacto septentrional del CEG con la psammita ordovícica.

Las formas son más redondeadas y planas en el resto del área de estudio, con una altura media de 300 m.

Los drenajes principales, el río Alburrel y el río Albarragena, discurren paralelamente a las estructuras mayores en dirección NO-SE, con afluentes que siguen aproximadamente la dirección N-S.

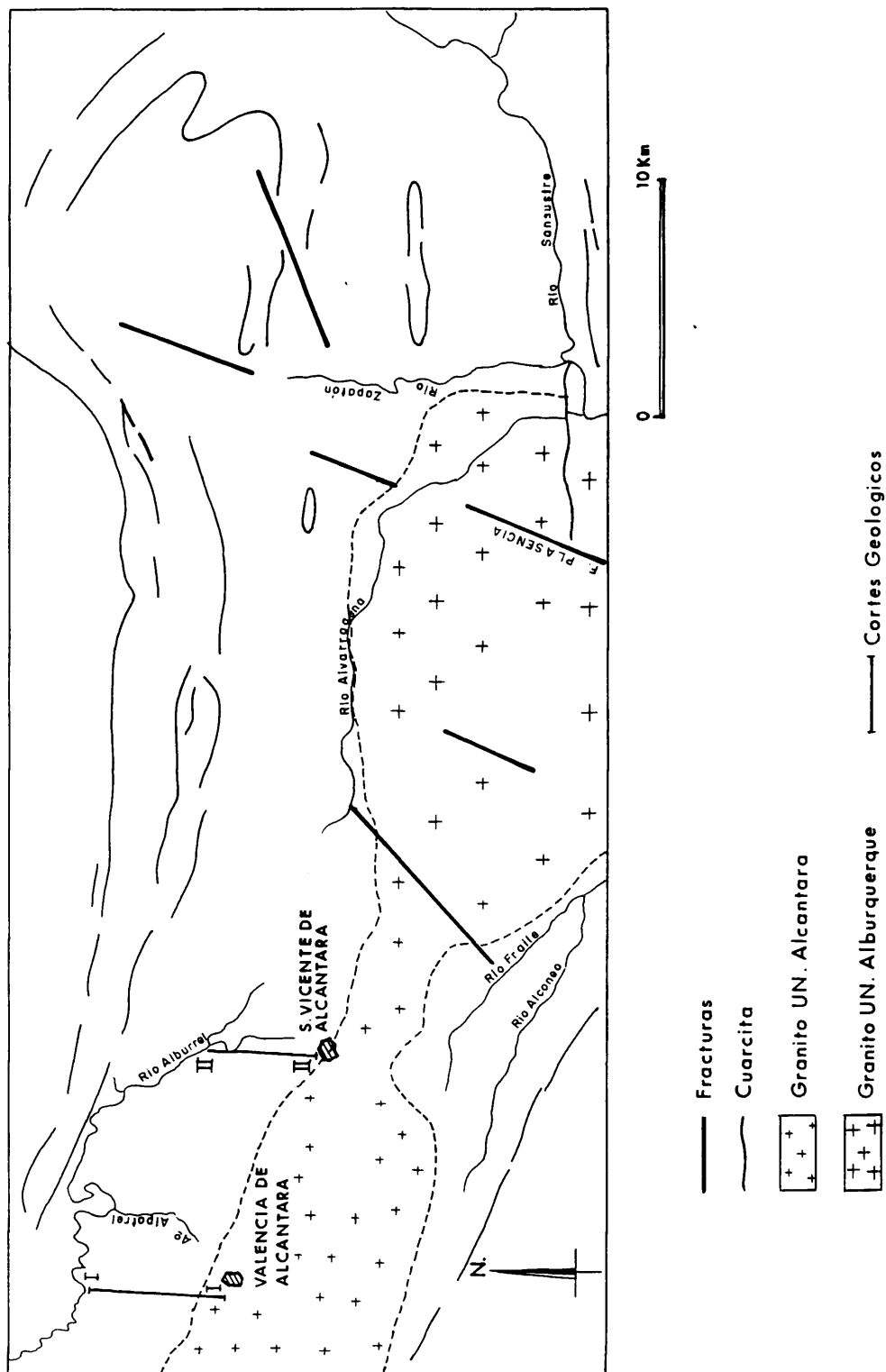


Fig. 10.1.- Elementos geológicos y geográficos de referencia identificables en imágenes en el área de estudio.

Los afluentes drenan hacia el norte, como se ha señalado, en la zona al norte de la unidad de Alcántara, mientras que lo hacen al sur en la región que se sitúa al norte de la unidad de Albuquerque.

El río Zapatón se sitúa en dirección N-S paralelo al contacto oriental del granito en la unidad de Albuquerque, y sus largos afluentes, perpendiculares al mismo, cuyas aguas proceden del este, siguen asimismo la dirección regional de las estructuras en ese área.

El uso de suelo influye en el comportamiento espectral de la superficie, por lo que se procedió a un estudio detallado de la extensión y estado de crecimiento de cosechas en las parcelas cultivadas así como de la topografía, utilizando como base el cociente entre las bandas 4 y 3, además de observaciones directas (lam.10.1).

Pueden distinguirse tres áreas en función del uso de suelo. Entre Valencia de Alcántara y S. Vicente de Alcántara, aparece una pendiente suave con desarrollo de campos activamente cultivados, cuyo tamaño aumenta proporcionalmente a la distancia con el contacto con el granito hasta el río Alburrel. Los cultivos desaparecen al norte del río, donde los matorrales han invadido las parcelas en otro tiempo labradas.

A la altura de S. Vicente de Alcántara, y coincidiendo aproximadamente con el estrangulamiento del granito, los campos cultivados aumentan de tamaño, desaparecen los pequeños huertos de olivos, y toda la superficie está desprovista de vegetación, con excepción de los cultivos.

Al este del estrangulamiento empiezan a proliferar las encinas y jaras, que llegan a ser bastante densas, en fincas dedicadas exclusivamente a la ganadería, y en algunos casos, a la caza. La región oriental ofrece por ello mayores dificultades de interpretación espectral en términos geológicos.

La presencia de vegetación en la superficie se evalúa en imágenes por medio de diversos índices. Uno de los más utilizados es el cociente entre el rojo y el infrarrojo cercano (ELVIDGE y LYON, 1985), que aprovecha la alta reflectancia de las hojas verdes en el infrarrojo cercano, y la absorción producida por la clorofila en el rojo (KNIPLING, 1970). En el Thematic Mapper las longitudes de onda en el rojo corresponden a la banda 3, y el infrarrojo cercano a la banda 4.

El cociente  $4/3$  refleja en tres sectores las diferencias en vegetación descritas anteriormente (lam.10.1). Toda la franja entre Valencia de Alcántara y S. Vicente de Alcántara despliega los valores más bajos, indicando un recubrimiento vegetal uniformemente escaso. A la altura del estrangulamiento aparece una región de valores intermedios, mientras que al este se intercalan manchas de valores altos y bajos más o menos irregularmente, en función de la densidad de encinas y jaras.

Un primer examen visual de las seis bandas utilizadas, aconsejó el uso de las tres bandas del visible para tratar de diferenciar cualquier rasgo geológico en el interior del Complejo esquisto-grauváquico, por su aspecto confuso. Aún así, la banda 3 muestra una buena expresión de la topografía, así como la 7, por lo que se seleccionaron para estudio de lineamientos.

La banda 4 individualiza el Complejo esquisto-grauváquico del resto de los conjuntos litológicos, pero expresa pocos contactos tonales en el interior del mismo. Son las bandas 5 y 7 las que recogen mayores irregularidades tonales dentro del CEG.

#### EVALUACION ESTADISTICA INICIAL DE LAS IMAGENES THEMATIC MAPPER

Los histogramas de las seis bandas del Thematic Mapper utilizadas, presentan distribuciones habitualmente estrechas, con desviaciones típicas próximas a 20, y tendencia a situarse en valores bajos de reflectancia, con valores medios alrededor de 50 (fig.10.2, tabla 10.1).

##### Matriz de correlación

	TM1	TM2	TM3	TM4	TM5	TM7
TM1	1					
TM2	0.97	1				
TM3	0.90	0.97	1			
TM4	0.88	0.87	0.81	1		
TM5	0.88	0.91	0.93	0.78	1	
TM7	0.86	0.91	0.93	0.71	0.96	1
EV	5.43	0.35	0.11	0.08	0.03	0.00
Media	86.42	40.59	50.38	64.89	114.30	51.71
D.Típica	22.33	12.16	18.26	18.53	39.76	19.89
Cov.	0.26	0.30	0.36	0.29	0.35	0.38
Min	0	0	0	0	0	0
Max	217	118	156	152	255	181

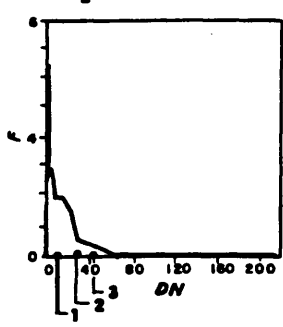
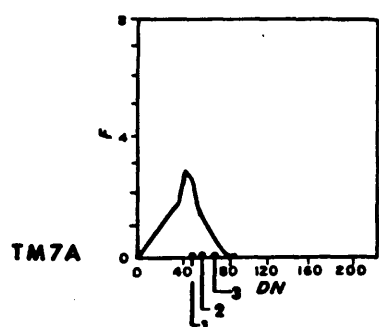
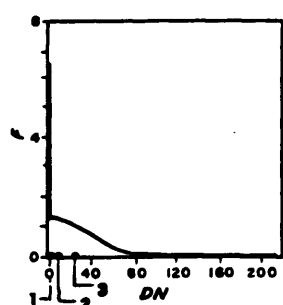
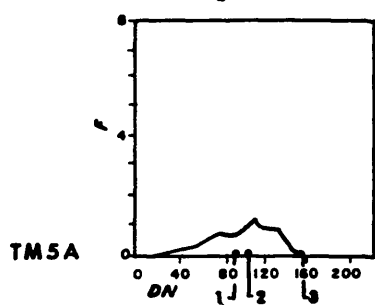
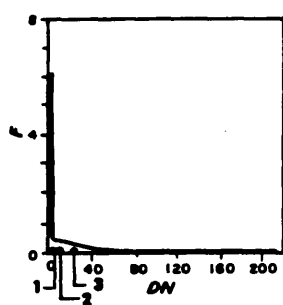
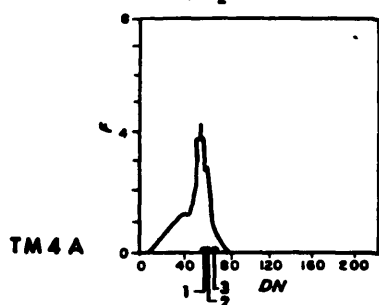
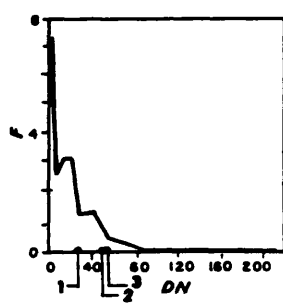
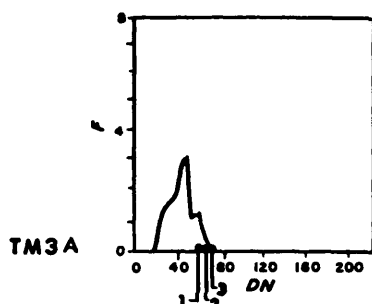
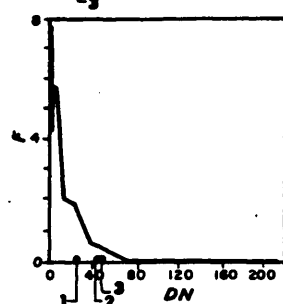
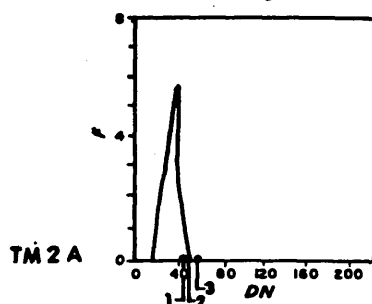
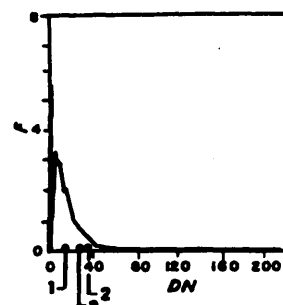
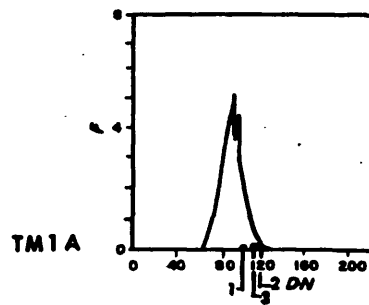
TABLA 10.1.- MATRIZ DE CORRELACION EN BANDAS THEMATIC MAPPER NO MODIFICADAS  
CORRESPONDIENTES AL VISIBLE Y AL INFRARROJO CERCANO.



**FIG. 10.2.**

**HISTOGRAMAS DE FRECUENCIAS DE NUMEROS DIGITALES EN BANDAS THEMATIC MAPPER CORRESPONDIENTE AL VISIBLE Y AL INFRARROJO CERCANO SIN MODIFICAR (A), Y SUS CORRESPONDIENTES EN BANDAS CON ESTIRAMIENTO (B) ENFOCADO AL COMPLEJO ESQUISTO - GRAUVAQUICO.**





La banda 1, situada sobre el azul del visible, registra valores más altos que el resto, por efecto de la dispersión de energía electromagnética producida por las partículas de la atmósfera.

La banda 5 se sale de esta norma de modo habitual, produciendo un histograma muy ancho, y recogiendo reflectancias excepcionalmente altas (media de números digitales superior a 100).

El análisis de correlación (tab.10.1) atribuye a la banda 4 los índices más bajos, en relación con las bandas 5 y 7 en primer lugar, y la 3 en segundo. Sin embargo, puesto que la banda 4 está fuertemente influida por la intensidad del recubrimiento vegetal, es conveniente considerar el siguiente orden de índices de correlación, que relacionan la banda 1 con la 5 y la 7 de nuevo, así como la 3.

Por ello se seleccionaron las bandas 3, 5 y 7 (SHEFFIELD, 1985) para una composición en falso color, y de modo secundario, las 5, 3 y 2, a las que puede añadirse la 5, 7 y 4.

#### **INDIVIDUALIZACION ESPECTRAL DEL COMPLEJO ESQUISTO GRAUVAQUICO**

Todas las bandas fueron sujetas a una cuidadosa segmentación de valores para evaluar una posible preferencia del Complejo esquisto-grauváquico a mostrar rangos de reflectancia distintivos. De este modo pudieron agruparse las grandes unidades geológicas en tres intervalos de reflectancia, que se repiten con mayor o menor nitidez en todas las bandas (fig.10.3).

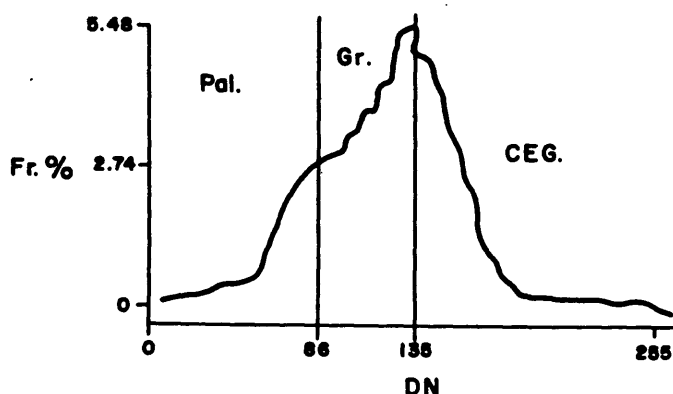


FIG. 10.3.

DISTRIBUCION DE RANGOS DE NUMEROS DIGITALES PARA DISTINTAS UNIDADES GEOLOGICAS EN EL HISTOGRAMA DE FRECUENCIAS DE NUMEROS DIGITALES EN LA BANDA 7 DEL THEMATIC MAPPER.

El intervalo inferior se sitúa sobre el Paleozoico, que por el mayor contraste de competencia entre sus formaciones estratigráficas, despliega un relieve irregular con crestas y valles, abundancia de vegetación en crestas y laderas, y sombras (lam.10.2).

El granito de Nisa-Alburquerque es un cuerpo alargado según la dirección de las estructuras mayores, con un estrangulamiento central a la altura de S.Vicente de Alcántara. El estrangulamiento define asimismo un distinto comportamiento espectral. El sector occidental al mismo, más cubierto de musgo y líquenes, proporciona reflectancias en rangos intermedios en todas las bandas. El sector oriental se reúne con el Complejo esquistograuwáquico en el rango de valores de reflectancia superiores.

De este modo se seleccionaron umbrales para producir un estiramiento en sectores al objeto de realzar la variabilidad espectral en el Complejo esquisto-grauváquico.

Cada una de las bandas del visible y del infrarrojo cercano se sometieron a un estiramiento en dos sectores, tomando como referencia los umbrales revelados por la segmentación de valores de las bandas no modificadas (fig.10.2). El sector de valores inferiores adopta un coeficiente de expansión mínimo, que les convierte en ceros en las imágenes estiradas.

El resto de los valores primitivos se expande reproduciendo la mitad de una curva en una campana muy plana. Las colas de la campana, con frecuencias inferiores al 3%, comienzan en todas las bandas en números digitales del orden de 40, y se extienden hasta el extremo de 255. Sólomente la banda 7 presenta una distribución más estrecha, en la que los números digitales que aparecen con una frecuencia significativa se reducen a valores de 190.

Como consecuencia de la elevada frecuencia con que aparecen los ceros, los parámetros estadísticos no son representativos de la distribución de los valores significativos en cuanto a la reflectancia del Complejo esquisto-grauváquico se refiere, por lo que no se tomarán en cuenta en ninguno de los tratamientos posteriores.

Visualmente, las imágenes estiradas están fuertemente contrastadas respecto a las iniciales, con amplias áreas oscuras sobre el Paleozoico y la unidad de Alcántara del granito.

## EXAMEN VISUAL DE COMPOSICIONES DE COLOR DE COMPONENTES PRINCIPALES

Las seis imágenes producto del análisis de componentes principales calculado sobre las seis bandas del Thematic Mapper en el visible y el infrarrojo cercano sirven como indicadores de las posibles unidades o fenómenos con significado geológico identificables en las imágenes. Puesto que se trata de un tratamiento meramente estadístico de la información numérica en relación a su frecuencia de aparición, no permite identificar materiales en base a sus propiedades espectrales, pero sí diferenciar unos de otros (RIAZA y BEL-LAN, 1986).

De este modo, una composición en color con las tres primeras componentes, que acumulan la mayor parte de la información (lam.10.3) nos muestra una gran variedad de colores con formas geométricas en el CEG, que están fundamentalmente provocados por el uso de suelo. En esta combinación, se ha asignado color azul a la componente 3, rojo a la primera, y verde a la segunda.

La comparación con la segmentación en el cociente 4/3 (lam.10.1) indica que las parcelas en las que en ese momento crecían cosechas aparecen en color rojo, y las parcelas que habían sido recientemente aradas para ser sembradas al año siguiente, aparecen con tonos amarillos y anaranjados. De esto se deduce que la primera componente principal (rojo) recoge en el CEG áreas con mayor densidad y vigor de vegetación, y que su disminución se refleja en una mayor participación de la segunda componente principal, produciendo colores amarillos. Los drenajes y zonas muy densamente vegetadas aparecen en morado, que indica una participación más seria de la tercera componente principal, en azul, por lo que la

influencia de vegetación no parece estar únicamente asociada a los valores representados con mayor frecuencia, sino a criterios adicionales.

La composición en color de las tres componentes principales de menor orden, 4 6 5 (azul, rojo y verde), sólo muestra diferencias en las parcelas de mayor tamaño en CEG. Las parcelas recién aradas aparecen en verde, que es el color asignado a la sexta componente principal. Esta componente podría utilizarse para elaborar una máscara que individualizara las zonas que presentan menor influencia espectral de la vegetación.

La buena identificación de parcelas recién aradas en la componente principal de sexto orden calculada sobre las seis bandas del TM nos adelanta diferencias estadísticas insignificantes en las posibles variaciones litológicas en el seno del CEG.

Ya que el análisis de correlación aconsejó el uso de las bandas 3, 5 y 7, se calcularon componentes principales sobre estas tres bandas, y se examinaron componiéndolas como 2 (azul), 1 (rojo) y 3 (verde) (lam.10.4). Las diferencias en uso de suelo siguen destacando sobre cualquier otro rasgo, pero se aprecia una alternancia en el predominio de tonos en cuatro bandas diferentes al norte del contacto del granito de la unidad de Alcántara paralelas al mismo, y una interrupción en esas bandas a lo largo de una franja amplia que se dispone en dirección NE-SO pasando por el estrangulamiento en el granito a la altura de S.Vicente de Alcántara.

Para aquilatar más la diferenciación de áreas en el CEG, se calcularon componentes principales sobre las seis bandas estiradas

en sus intervalos de reflectancia más altos. Manteniendo al margen las componentes principales de orden más alto, se confecciona una composición de color con las 4,3 y 5 (ARV) (lam.10.5). Aquí las diferencias en uso de suelo se difuminan para dar paso a la diferenciación de áreas paralelas al contacto, indicadas por el predominio de tonos magenta alrededor del contacto con el granito, bordeadas en su exterior por cinturones azul oscuro y negros. Los verdes y marrones (componentes 5 y 3) sólo predominan sobre la unidad de Alcántara del granito y el Paleozoico, que son las áreas uniformizadas, y por lo tanto, no significativas, en las imágenes estiradas que se examinan. También aparecen en la franja del estrangulamiento en el granito.

#### **EXAMEN VISUAL DE COMPOSICIONES EN FALSO COLOR CON IMAGENES THEMATIC MAPPER SIN MODIFICAR Y ESTIRADAS.**

Después de haber estudiado las composiciones en color de componentes principales, y teniendo una orientación sobre las áreas geográficas que muestran diferencias espectrales, se procede al examen de composiciones en color de bandas que no han sido modificadas, para evaluar la contribución relativa de cada una de estas bandas en las zonas indicadas, y una primera aproximación a su significado espectral en términos de composición mineralógica.

La composición en falso color recomendada por el análisis de correlación con las bandas 5, 3 y 7 en azul, rojo, y verde respectivamente (lam.10.6), presenta una evolución de tonos de anaranjados a amarillos y blancos en las zonas circundantes al granito, a distancias progresivamente más alejadas de él, teniendo en cuenta solamente las parcelas recién aradas. La banda 3 contribuye fuertemente en las zonas inmediatas al contacto, y su influencia disminuye

en favor de la banda 7 al alejarse de él, para finalizar en una contribución similar de las tres bandas.

El Falso Color 574 (ARV) sustituye la banda 3 por la banda 4 en la combinación anterior. La expresión topográfica es mejor, al contribuir en mayor medida la vegetación. Los rojos y naranjas evolucionan a amarillos, lo que indica un predominio inicial de la banda 7 que disminuye cediendo el lugar a la 4 en zonas alejadas del contacto con el granito. Este cambio es mucho más difuso que en el FC 537. A pesar de que la banda 4 proporciona índices de correlación muy bajas con las otras dos bandas en la totalidad de la escena, las diferencias son mucho menores cuando se trata de áreas desprovistas de vegetación como las que nos ocupan. Por ello, los cambios de color son menos acusados.

Para tener alguna muestra de la influencia del visible, se compuso un falso color 352 (ARV). Las parcelas recién aradas aparecen en azul, cuya intensidad disminuye al alejarse del contacto con el granito, indicando un predominio absoluto de la banda 3 sobre la 5 y la 2.

En las tres composiciones de falso color examinadas, la banda transversal al granito en el estrangulamiento del mismo se dibuja con claridad en tonos oscuros, sin que parezca predominar ninguna de las bandas contribuyentes a las composiciones de color.

La banda 3 del Thematic Mapper, que coincide con las longitudes de onda correspondientes al rojo en el visible, parece tener una influencia mayor en las regiones cercanas al contacto con el granito, que se mitiga paralelamente al aumento de la preponderancia de la banda 7.



## **ANALISIS ESTADISTICO DE BANDAS INICIALES EN RELACION CON DISTINTOS TIPOS DE METAMORFISMO.**

Se han calculado estadísticas en las áreas cubiertas por las parcelas cultivadas que estaban recién aradas en el momento de registrarse la imagen, tanto en las bandas individuales no modificadas como en las sometidas a estiramientos sectoriales, tomando como referencia la diversidad de colores revelada por la composición en falso color con las bandas 5, 3 y 7 (ARV).

Las reflectancias medias calculadas para todo el área de estudio son comparativamente más uniformes en valores absolutos en las imágenes estiradas, como consecuencia de la alta frecuencia de ceros producida por el estiramiento.

Para obtener una impresión más ajustada de la estimación de reflectancia observada por medio de un radiómetro de campo o de laboratorio, se ha tratado de eliminar el desfase impuesto por la distinta reflectancia global de cada una de las bandas motivada por el sensor. Para ello se han sustraído los valores medios de reflectancia de cada banda, a los valores correspondientes a cada uno de los grupos distinguidos en función de la distancia al contacto con el granito (fig.10.4).

Los tres grupos de campos seleccionados a distancias progresivamente más alejadas del granito, que reflejan una influencia progresivamente más débil del metamorfismo térmico producido por la intrusión del mismo, exhiben valores relativos de reflectancia muy similares en las bandas sin modificar y las estiradas (fig.10.4).

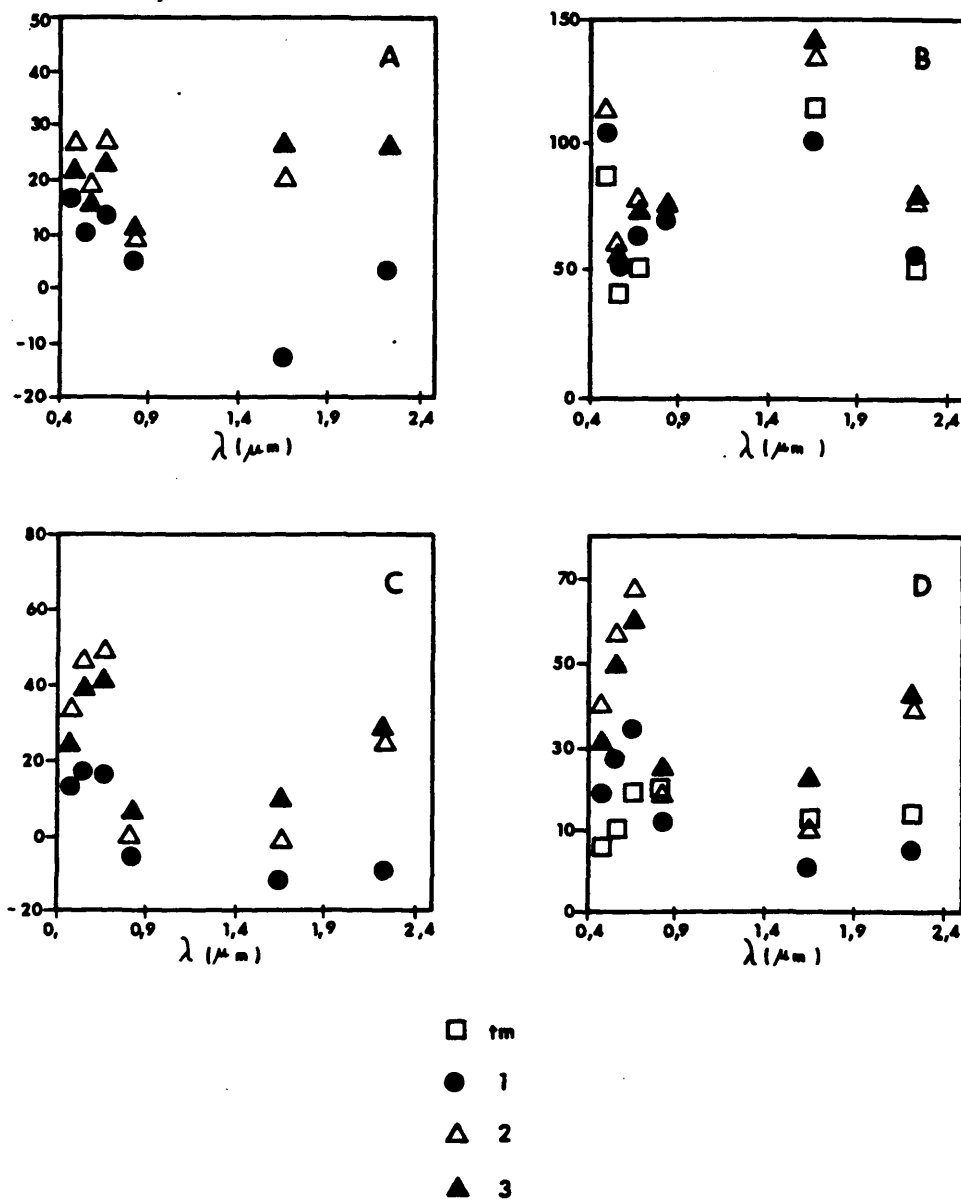


FIG. 10.4.

DIAGRAMAS DE NUMEROS DIGITALES EN LAS BANDAS THEMATIC MAPPER INICIALES (A) Y ESTIRADAS (C), Y SUS VALORES CORRESPONDIENTES AL SUSTRAR LOS VALORES PROMEDIOS POR BANDA (B y D) PARA LAS TRES AREAS AFECTADAS POR METAMORFISMO TERMICO CON DISTINTA INTENSIDAD (1, INTENSAMENTE METAMORFIZADO; 2, DEBILMENTE METAMORFIZADO; 3, NO METAMORFIZADO;  $t_m$ , VALOR PROMEDIO DE LA BANDA THEMATIC MAPPER CORRESPONDIENTE).

Las parcelas sobre áreas más intensamente metamorfizadas deben presentar valores relativamente más bajos en reflectancia que las menos afectadas por el metamorfismo térmico (ROWAN et al., 1987; ANTON-PACHECO, 1989).

Sin embargo, se da una inversión en las reflectancias globales de los dos grupos más alejados del contacto en el visible y el infrarrojo (fig.10.4).

El segundo grupo muestra reflectancias más altas que el tercero en el visible, mientras que la relación se invierte en el infrarrojo. También se aprecia una intensificación en la depresión de reflectancia global de los campos más próximos al granito en la banda 5 respecto a los valores medios calculados para todo el área de estudio, depresión que se extiende a las bandas 4 y 7 en las bandas estiradas.

Estas aparentes contradicciones pueden estar motivadas por la ausencia de calibrado de las imágenes utilizadas, al no disponerse de un área de control cuya variabilidad estacional y anual en humedad y estado de crecimiento de la vegetación se conociera con suficiente precisión.

El examen visual de composiciones en falso color con las bandas sin modificar y las estiradas concede una mayor importancia a las bandas 3 y 7 que a la 5 en la diversificación de respuestas atribuibles a la influencia de la intrusión del granito. Las bandas 3 y 7 exhiben valores absolutos parecidos de reflectancia en las imágenes sin modificar, y es la banda 5 la que muestra una distancia comparativamente mayor en las áreas intensamente metamorfizadas respecto a las menos afectadas por el metamorfismo térmico.

Esta distancia se corrige en la banda 5 estirada, ya que el estiramiento sectorial uniformiza las desviaciones típicas en las distribuciones finales de valores.

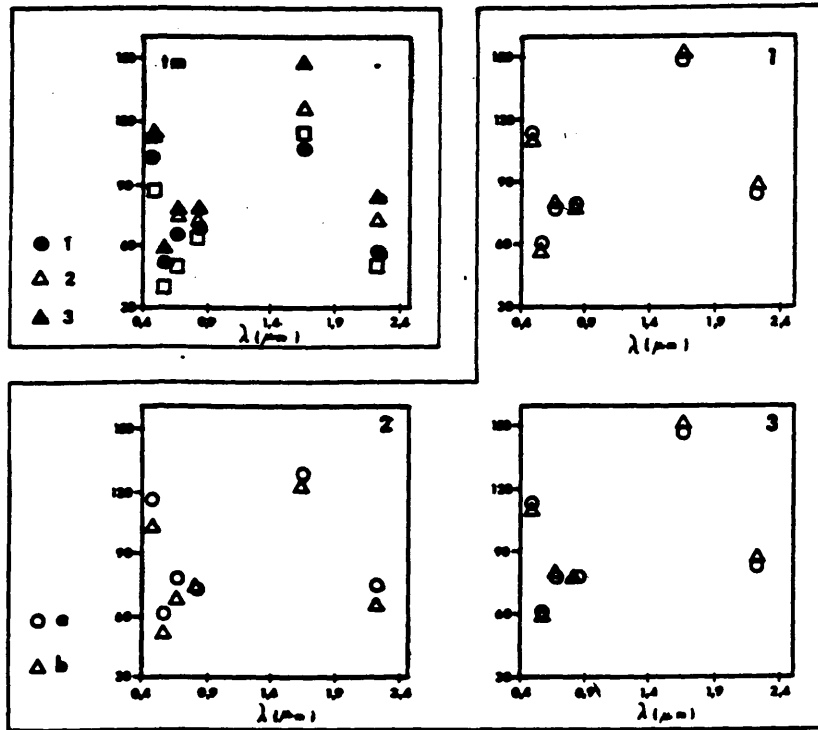
La presentación de datos en el monitor se realiza por medio de una función de estiramiento automática que modifica la estadística de los datos numéricos correspondientes, y cuyos resultados finales no son controlables interactivamente por el operador. Por ello, los colores finales de presentación de datos han de utilizarse con cautela. A estas cautelas hay que añadir las modificaciones de tonos introducidas por la limitación de colores impuesta por el diseño físico del monitor de presentación, y por el proceso fotográfico convencional de obtención de copias en papel y transparencias. Por no dejar de mencionar la distinta apreciación visual de colores inmersos en fondos de tonos diferentes (DRURY, 1987).

En cuanto a la influencia del metamorfismo dinámico, no cabe sino repetir las observaciones reseñadas en el estudio de propiedades espectrales en relación con la fábrica interna de las rocas (cap.9), en donde se señala una tendencia a reflectancias más bajas en las zonas más intensamente deformadas. Las bandas estiradas (fig.10.5) reproducen la misma distribución de valores que las no modificadas, en lo que a estas áreas se refiere.

#### **EVALUACION ESTADISTICA Y VISUAL DE COCIENTES DE BANDAS**

El cálculo de cocientes entre bandas es una técnica muy conocida enfocada a la exageración de diferencias espectrales sutiles entre dos series de datos distintas.

# **BANDAS NO MODIFICADAS**



# **BANDAS ESTIRADAS**

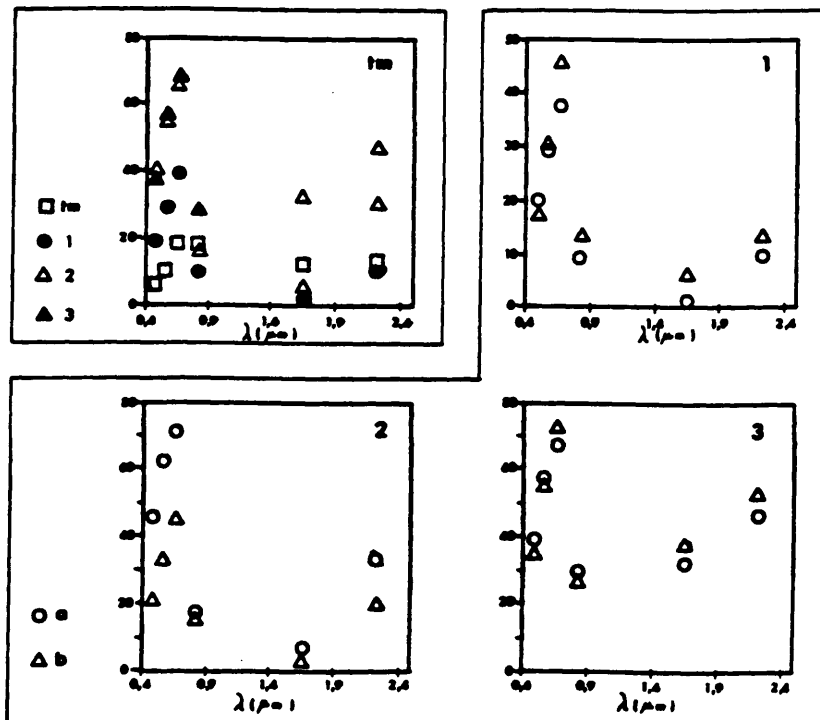


FIG. 10.5.

DIAGRAMAS DE NUMEROS DIGITALES EN BANDAS TM INICIALES Y ESTIRADAS PARA AREAS AFECTADAS (b) O NO (a) POR METAMORFISMO DINAMICO DEBIL, EN ZONAS CON DISTINTA INTENSIDAD DE METAMORFISMO TERMICO ( 1m, VALORES PROMEDIO PARA LA BANDA THEMATIC MAPPER PARA DISTINTAS INTENSIDADES DE METAMORFISMO TERMICO: 1, METAMORFISMO TERMICO INTENSO; 2, METAMORFISMO TERMICO DEBIL; 3, NO AFECTADAS POR METAMORFISMO TERMICO).

Presenta la ventaja respecto al análisis de componentes principales de relacionarse con respuestas espectrales definidas, y ofrecer la capacidad, por lo tanto, de identificar distintos materiales en función de las mismas (PROST, 1980; CROWLEY et al, 1989).

Así, se han calculado cocientes en bandas sin modificar y estiradas, y ambos se han enmascarado para minimizar la respuesta de la vegetación con valores altos tomados del cociente  $4/3$  calculado sobre bandas sin modificar.

Las bandas a dividir se han seleccionado entre aquellas con bajos índices de correlación, aquellas que visualmente ofrecían mayor variedad espectral, y varios cocientes repetidamente utilizados en la literatura para la cartografía de distintos tipos de materiales.

Visualmente, son los cocientes  $5/4$  y  $3/1$ , empleados habitualmente para cartografiar abundancia de alteraciones ferruginosas (ROWAN et al, 1976; PODWYSOCKI et al, 1983; ROWAN et al, 1987; KAUFMANN, 1987) los que dibujan mejor las diferentes regiones alrededor del granito. La franja que atraviesa transversalmente el cuerpo granítico en su zona de estrangulamiento se visualiza mejor en los  $5/7$ ,  $4/3$  y  $3/1$ .

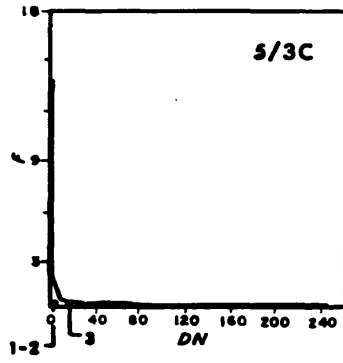
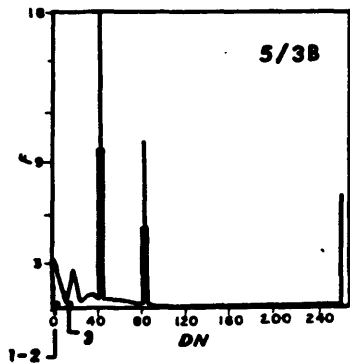
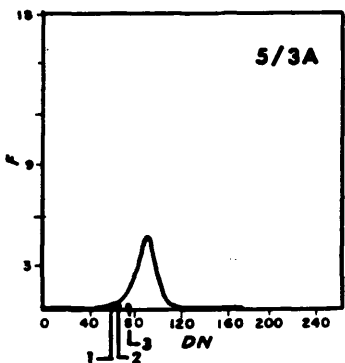
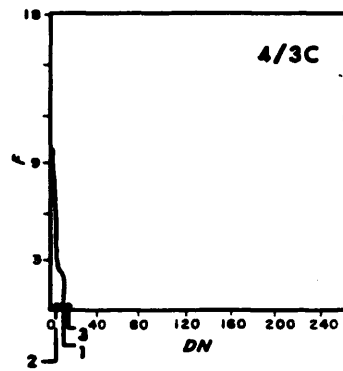
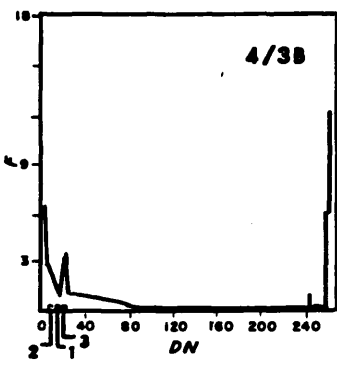
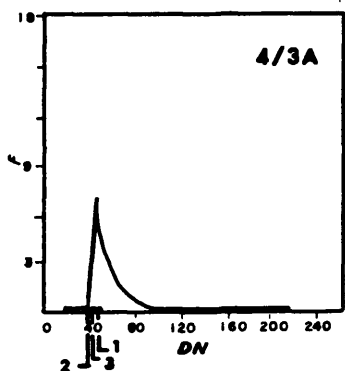
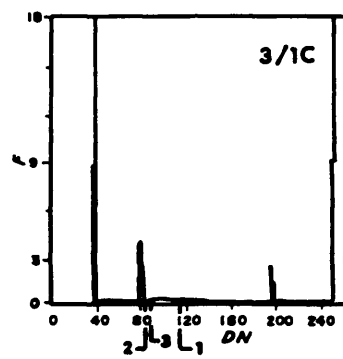
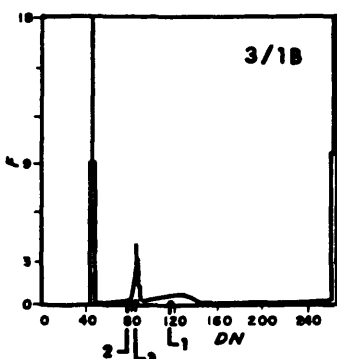
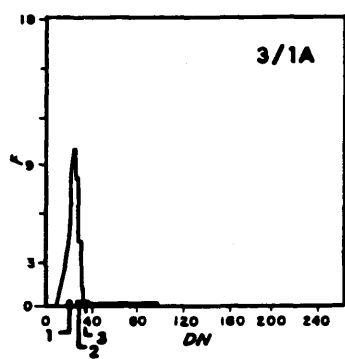
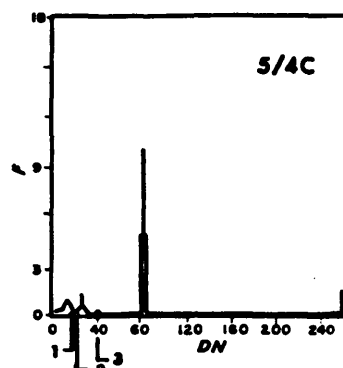
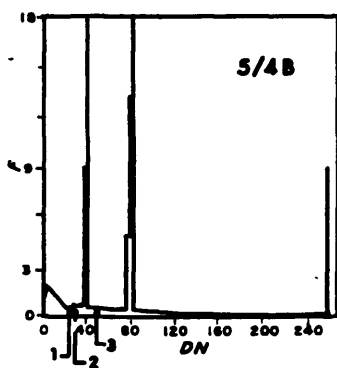
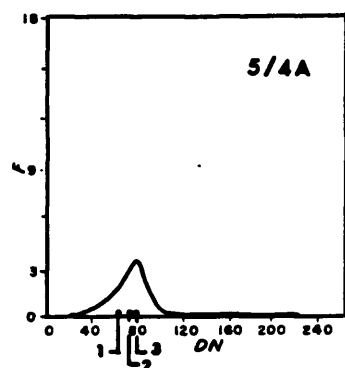
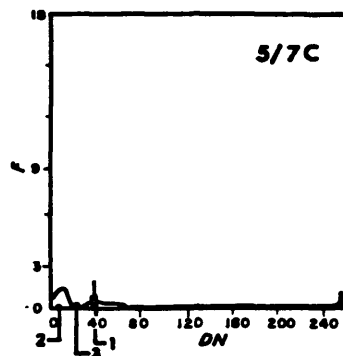
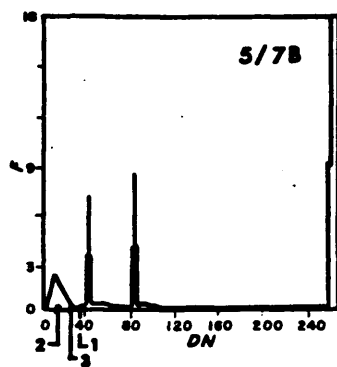
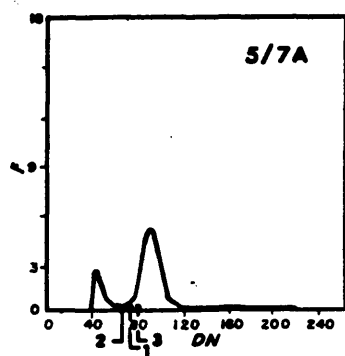
Comparando los histogramas de los cocientes con sus correspondientes enmascarados, casi todos muestran en gran medida la influencia de la vegetación (fig.10.6). Son los  $5/4$ ,  $3/1$  y  $3/7$  los que parecen sustraerse de alguna manera a una representación espectral predominante del recubrimiento vegetal.

/

**FIG. 10.6 A.**

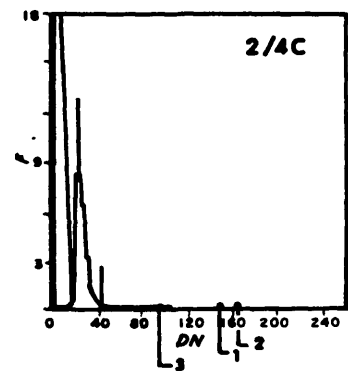
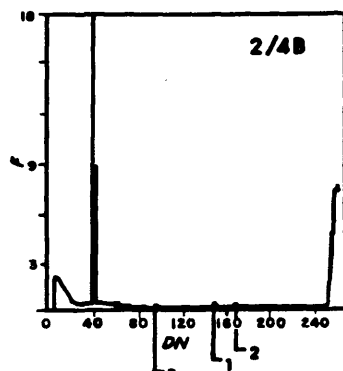
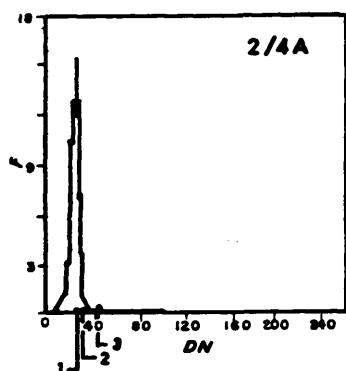
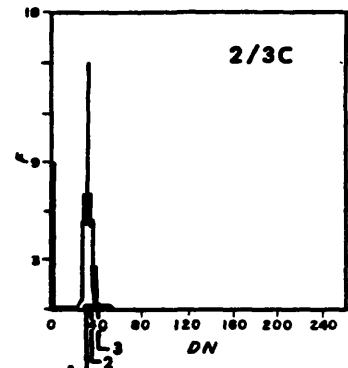
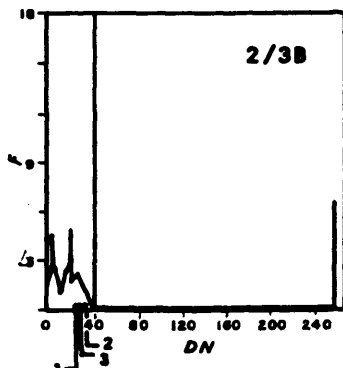
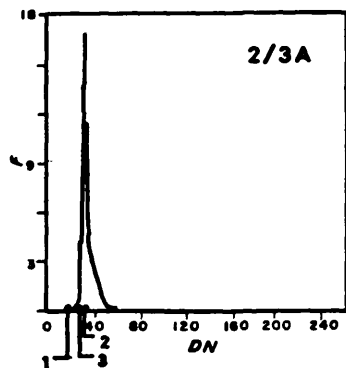
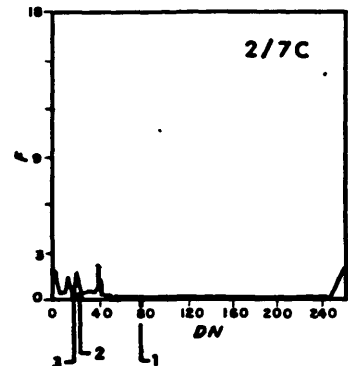
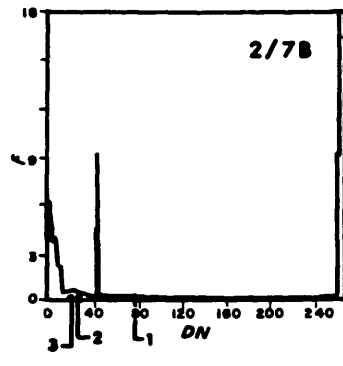
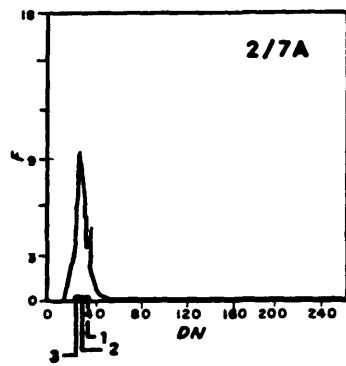
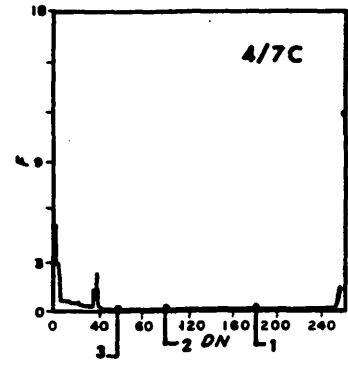
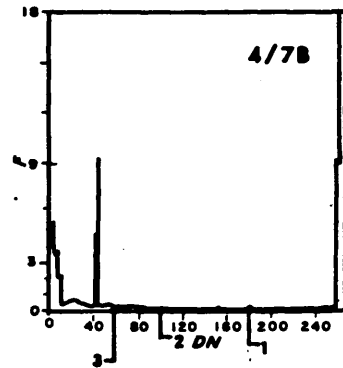
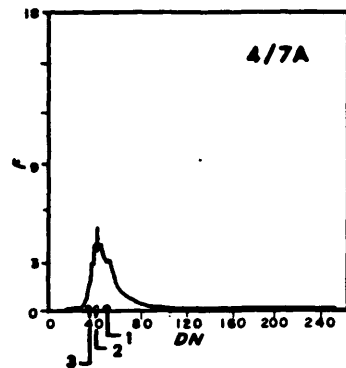
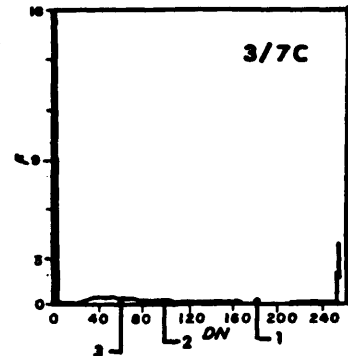
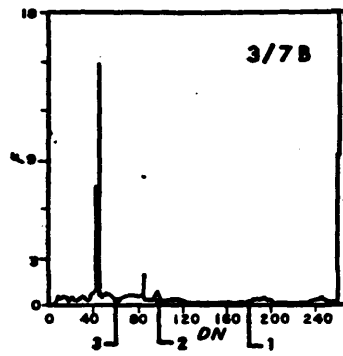
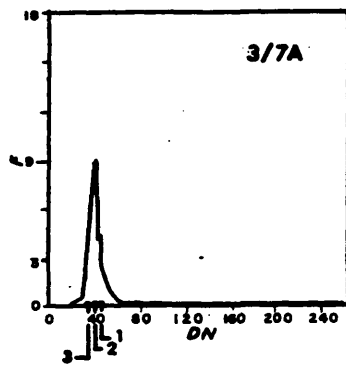
**HISTOGRAMAS DE COCIENTES CALCULADOS SOBRE BANDAS TM INICIALES, (A) COCIENTES CALCULADOS SOBRE BANDAS ESTIRADAS, (B) Y COCIENTES CALCULADOS SOBRE BANDAS ESTIRADAS ENMASCARADOS PARA ZONAS CON ALTA DENSIDAD DE VEGETACION (C).**





**FIG. 10.6 B.**

**HISTOGRAMAS DE COCIENTES CALCULADOS SOBRE BANDAS TM INICIALES, (A) COCIENTES CALCULADOS SOBRE BANDAS ESTIRADAS, (B) Y COCIENTES CALCULADOS SOBRE BANDAS ESTIRADAS ENMASCARADOS PARA ZONAS CON ALTA DENSIDAD DE VEGETACION (C).**



Las desviaciones típicas pequeñas de las bandas 2 y 3 producen cocientes con desviaciones típicas igualmente pequeñas cuando estas bandas son numeradores.

El análisis de componentes principales realizado sobre los cocientes calculados indica una correlación menor entre los 5/4, 3/1 y 2/4 (tabla 10.2).

	5/7	5/4	3/1	4/3	5/3	3/7	4/7	2/7	2/3	2/4
5/7	1									
5/4	-0.29	1								
3/1	-0.48	0.25	1							
4/3	0.52	-0.40	-0.47	1						
5/3	0.40	0.07	-0.06	0.62	1					
3/7	0.65	-0.40	-0.39	0.09	-0.30	1				
4/7	0.87	-0.54	-0.49	0.59	0.27	0.72	1			
2/7	0.91	-0.43	-0.52	0.51	0.29	0.73	0.90	1		
2/3	0.44	-0.19	0.13	0.68	0.87	-0.17	0.40	0.46	1	
2/4	-0.31	0.54		-0.36	-0.15	-0.21	-0.42	-0.23	-0.10	1

TABLA 10.2.

MATRIZ DE CORRELACION EN COCIENTES CALCULADOS SOBRE BANDAS TM INICIALES.

#### ANALISIS DE REFLECTANCIA EN COCIENTES DE BANDAS EN RELACION CON DISTINTOS TIPOS DE METAMORFISMO

Teniendo en cuenta las consideraciones del apartado anterior, se examinaron composiciones de color de cocientes de bandas, poniendo especial atención en aquellas que mostraran diferenciación en color en las áreas a distintas distancias del contacto con el

granito, así como la franja transversal que pasa por el estrangulamiento del mismo.

Los cocientes  $5/7$  y  $5/4$  rivalizan en su influencia en las áreas circundantes al granito, predominando el  $5/7$  en las cercanías.

El cociente  $4/3$ , que debe de mostrar valores relativamente uniformes en las áreas desprovistas de vegetación, sirve de contrapunto neutral en esta combinación  $4/3$   $5/7$   $5/4$  (ARV) en que el descenso en la intensidad del metamorfismo térmico se refleja en la evolución desde el naranja al amarillo (lam.10.7).

La misma relación se observa entre el  $2/4$  y el  $3/1$ , provocando el paso del verde al amarillo, en la combinación  $5/7$   $3/1$   $2/4$  (ARV) (lam.10.8). El cociente  $3/1$  domina en azul oscuro las áreas más inmediatas al granito en la composición  $3/1$   $5/3$   $4/7$ .

El  $3/7$  toma valores superiores a mayor proximidad con el granito en la composición  $4/7$   $3/7$   $5/3$  (lam.10.9), y bajos por el contrario en la  $3/7$   $4/3$   $5/4$ .

La composición  $2/7$   $4/7$   $5/3$  (lam.10.10) cede el protagonismo al  $2/7$ , cuyos valores son inversamente proporcionales a la distancia del granito.

De este modo, los cocientes  $3/7$ ,  $2/7$ ,  $2/4$ ,  $3/1$ ,  $5/4$  y  $5/7$  parecen expresar con más sensibilidad las variabilidad en el comportamiento espectral de las pelitas y grauvacas del Complejo esquisto-grauváquico en relación con el metamorfismo térmico producido por la intrusión de granitos.

La franja paralela a la Falla de Plasencia es visualizable en la mayor parte de las combinaciones antes descritas, si bien la ausencia de un número suficiente de parcelas que pudieran ofrecer diferencias sutiles en el comportamiento espectral no permite establecer relaciones tan claras en la importancia relativa de cada uno de los cocientes contribuyentes a la composición de color. Puede reseñarse una expresión especialmente nítida en la composición  $5/7$   $3/1$   $2/4$  (ARV) (lam.10.8).

El análisis de regresión aplicado a las estadísticas calculadas sobre las parcelas recién aradas en cocientes calculados sobre bandas sin modificar y estiradas, revela índices mejores en los  $3/7$ ,  $2/7$ ,  $5/3$ , y secundariamente,  $5/4$  (fig.10.7), para las tres regiones espectralmente distintas en relación al metamorfismo térmico. Esto confirma las observaciones en composiciones de color realizadas visualmente.

Tanto el cociente  $3/7$  como el  $2/7$  presentan histogramas con una desviación típica muy pequeña, y, en principio, las bandas 2 y 3 ofrecerían posibilidades bajas de registrar variabilidad espectral. Sin embargo, la mayor desviación típica de la banda 7 potencia la amplia distribución de los valores de reflectancia en las tres áreas en las bandas que actúan de numerador.

El cociente  $5/3$  disminuye de valor al alejarse del granito. Los valores de reflectancia para las tres áreas corresponden a frecuencias mayores en la banda 3 que en la banda 5, y su separación relativa es similar. Por ello, aunque los valores absolutos en la banda 5 son superiores a los correspondientes en la banda 3 para las tres áreas, los cocientes resultantes son más bajos.

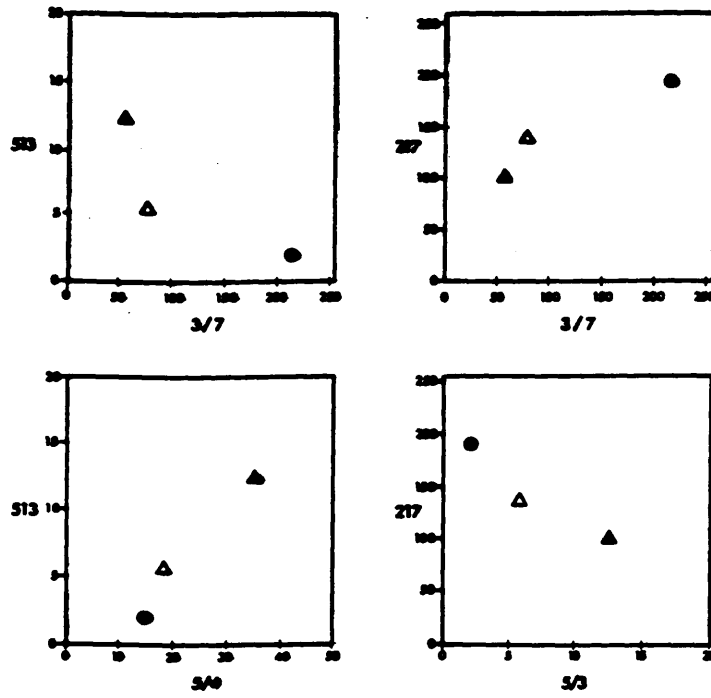
Las composiciones de color equivalentes a las reseñadas anteriormente en cocientes calculados sobre bandas estiradas no son visualmente más expresivas que las de los cocientes calculados sobre bandas sin modificar. Aunque los diagramas bidimensionales de valores calculados en cocientes estirados para las tres regiones con diferente intensidad de metamorfismo térmico son gemelos a los de los cocientes sobre bandas no estiradas (fig.10.7), sus valores absolutos son comparativamente mucho más bajos, y aparecen muy oscuros en las imágenes en color resultantes. Su capacidad de distinción visual se reduce de este modo.

Las consideraciones de los dos párrafos anteriores hacen reflexionar sobre la presunta potenciación de la capacidad discriminatoria de los estiramientos. En las composiciones en falso color, el estiramiento de las bandas iniciales realza el contraste de color, pero no sucede lo mismo en los cocientes de bandas.

La posición inicial en el rango de los valores de reflectancia del histograma sin estirar juega un papel predominante en su posible realce (fig.10.7). El estiramiento se revela efectivo, por ejemplo, en el cociente 2/7, en el que los valores para las tres áreas están repartidos a lo largo del rango de valores del histograma inicial, aunque comprimidos como expresa su baja desviación típica.

El estiramiento amplía el rango de valores final en el que se distribuyen las tres áreas a diferenciar (lam.10.11). El cambio en el histograma del cociente estirado enmascarado indica una fuerte influencia del recubrimiento vegetal en este cociente, correspondiendo los valores de las dos áreas más intensamente metamorfozadas a valores con baja frecuencia de aparición.

### BANDAS NO MODIFICADAS



### BANDAS ESTIRADAS

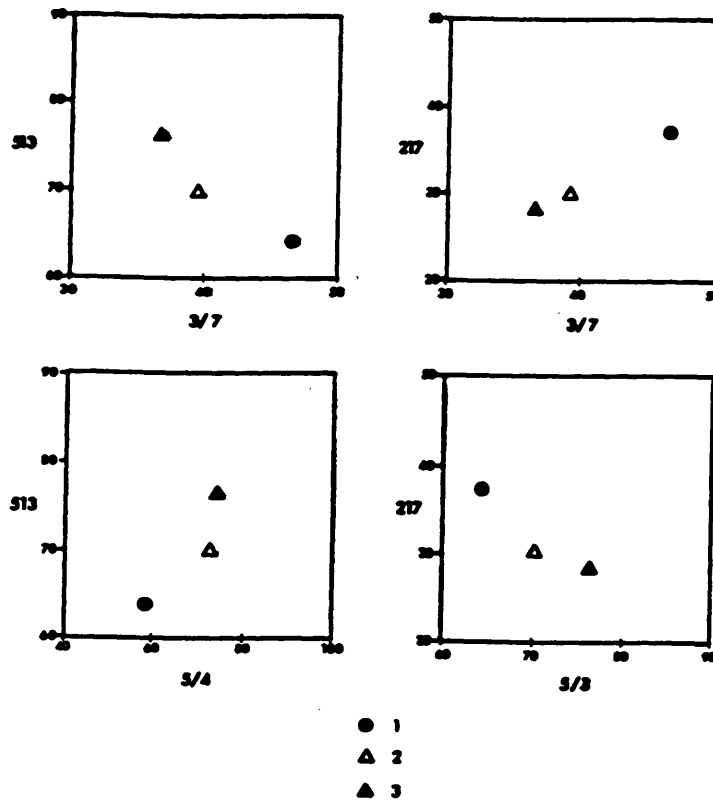


FIG. 10.7.

DIAGRAMAS BINARIOS DE NUMEROS DIGITALES CALCULADOS SOBRE COCIENTES EN BANDAS INICIALES Y ESTIRADAS PARA AREAS AFECTADAS POR METAMORFISMO TERMICO CON DISTINTA INTENSIDAD (1, INTENSAMENTE METAMORFIZADO; 2, DEBILMENTE METAMORFIZADO; 3, NO METAMORFIZADO).



En todos los demás cocientes, en que los valores correspondientes a las tres áreas se concentran en un rango de valores estrecho con frecuencias bajas, el estiramiento no hace sino restringirlo, al expandirse proporcionalmente más los valores de frecuencias altas.

## RESUMEN

El Complejo esquisto-grauváquico muestra valores de reflectancia altos en todas las bandas del Thematic Mapper, que se han sometido a estiramientos para mejorar la capacidad de expresión visual de diferencias espectrales en el mismo.

El análisis de correlación y la comparación de distintas composiciones en falso color, indican las bandas 3, 5 y 7 como más variadas, con especial mención de la banda 3 en los cambios de reflectancia relacionados con la influencia de metamorfismo térmico producido por la intrusión de granitos.

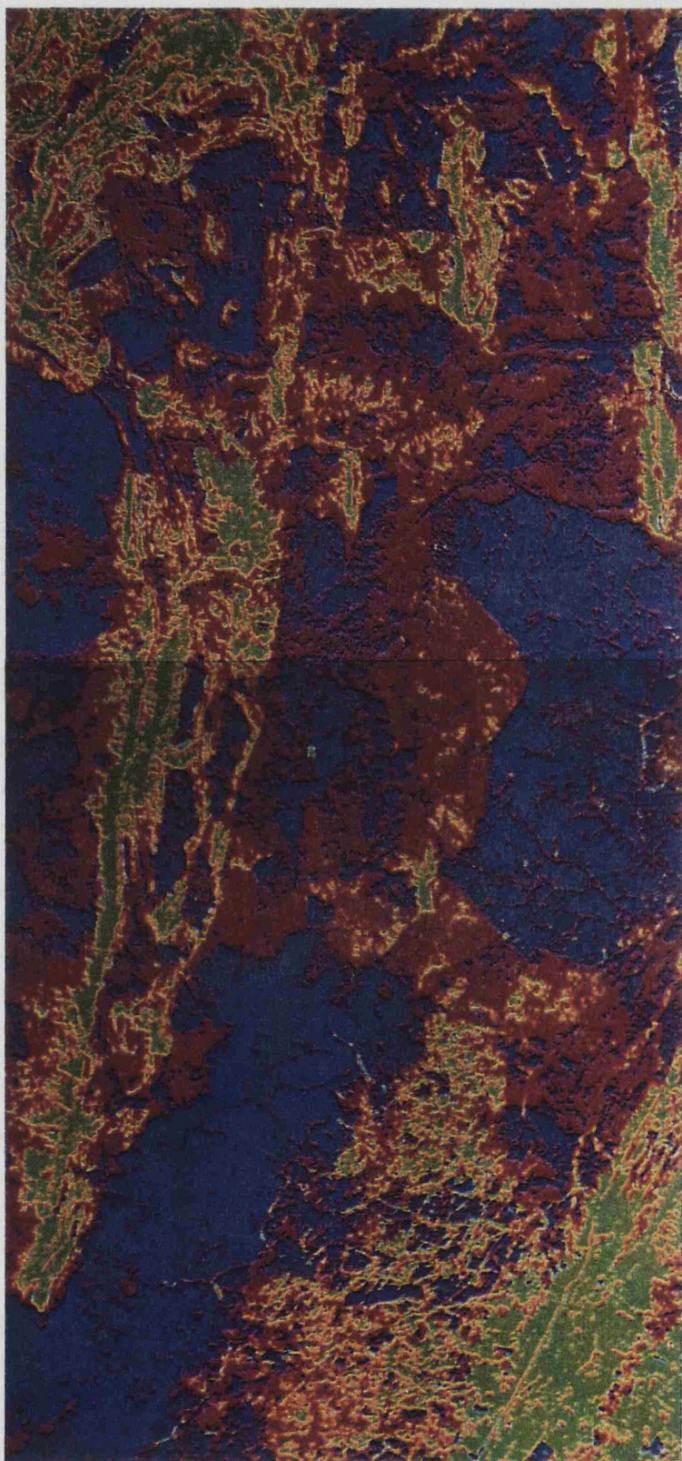
El predecible aumento de reflectancia global desde zonas próximas al contacto con el granito hacia áreas más alejadas se cumple al comparar las regiones más inmediatas a dicho contacto con las restantes. A distancias mayores, se observan relaciones contrarias en el visible y el infrarrojo, tanto en las imágenes originales como en las estiradas.

Los cocientes de bandas con distribuciones bidimensionales más representativas de diferencias en metamorfismo térmico son los 3/7, 2/7 y 5/3. Los cocientes calculados sobre bandas estiradas no mejoran la expresión visual de las diferencias observadas, por

causas achacables al aspecto ruidoso de un estiramiento excesivo, y a las características de los soportes físico y lógico utilizados.

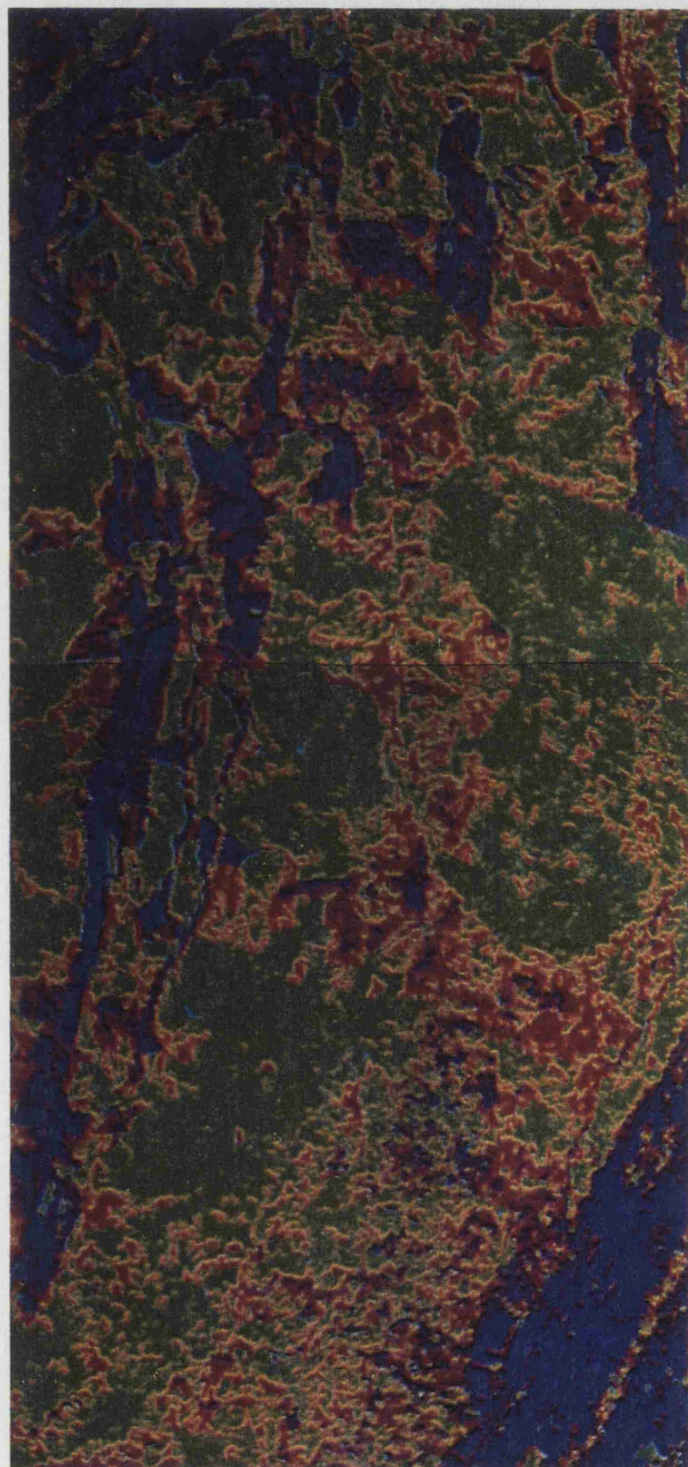
El cociente 2/7 calculado sobre bandas estiradas presenta la distribución más amplia de números digitales a lo largo del rango completo de su histograma de frecuencias en relación a zonas con distinta intensidad de metamorfismo térmico.

Los efectos del metamorfismo dinámico débil se manifiestan en una reducción de la reflectancia global. Estos efectos son más evidentes cuando se superponen a materiales que han experimentado un metamorfismo térmico débil, que también produce una disminución de la reflectancia global. La intensificación de la deformación parece tener más influencia en la reflectancia de los materiales más oscuros inicialmente. En las rocas sedimentarias sometidas a distintos procesos metamórficos que afloran en el área de estudio, es el contenido en materia orgánica o transformaciones producidas en la misma por los mencionados procesos el responsable de cambios en reflectancia.



Lam. 10.1.1.- Segmentación de intervalos de números digitales en el cociente  
4/3 calculado sobre bandas no modificadas. Azul, valores bajos;  
rojo, intermedios; verde, altos.





Lam. 10.2.- Segmentación de intervalos de números digitales en banda 7 del TM.  
Azul, valores bajos; rojo, intermedios; verde, altos.





Lam. 10.3.- Composición de color de componentes principales de orden tercero (azul), primero (rojo) y segundo (verde), calculadas sobre las seis bandas del Thematic Mapper en el visible e infrarrojo cercano.





Lam. 10.4.- Composición de color de componentes principales de orden tercero (azul), primero (rojo) y segundo (verde), calculadas sobre las bandas 3, 5 y 7 del Thematic Mapper.





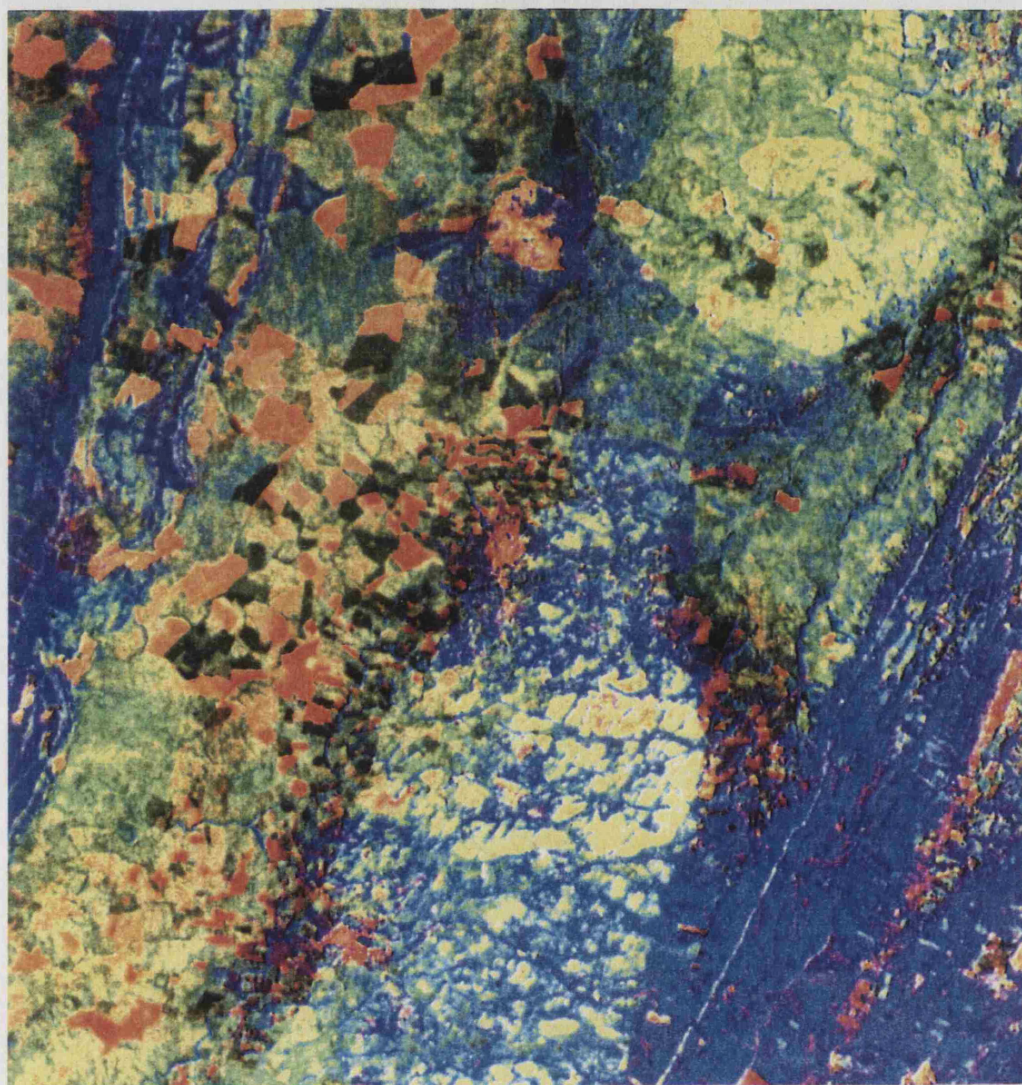
Lam. 10.5.- Composición de color de componentes principales de orden cuarto (azul),  
tercero (rojo) y quinto (verde) calculadas sobre las seis bandas estira-  
das del Thematic Mapper correspondiente al visible y al infrarrojo cerca  
no.





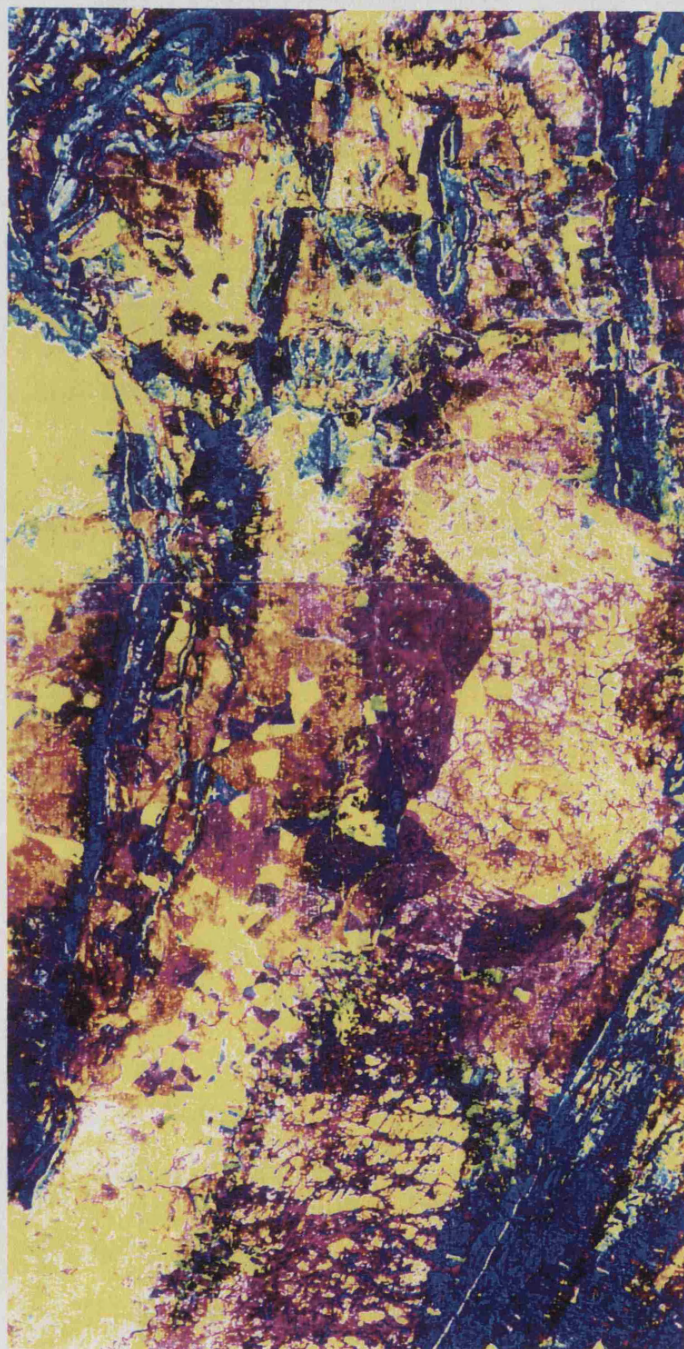
Lam. 10.6. Composición en falso color con las bandas 5 (azul), 3 (rojo) y 7 (verde) iniciales.





Lam. 10.7.- Composición en falso color con los cocientes  $4/3$  (azul),  $5/7$  (rojo) y  $5/4$  (verde) calculados sobre bandas TM iniciales.





Lam. 10.8.- Composición en falso color con los cocientes  $5/7$  (azul),  $3/1$  (rojo) y  $2/4$  (verde) calculados sobre bandas TM iniciales.





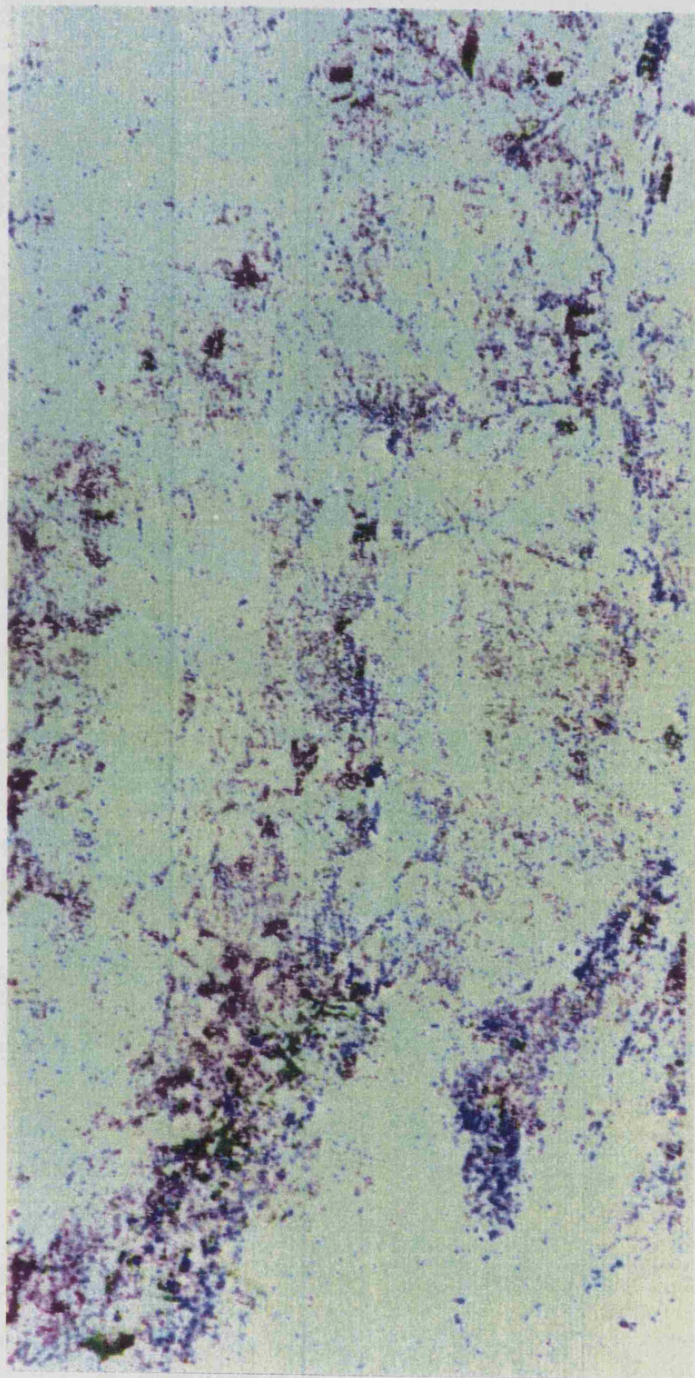
Lam. 10.9.- Composición en falso color con los cocientes  $4/7$  (azul),  $3/7$  (rojo) y  $5/3$  (verde) calculados sobre bandas TM iniciales.





Lam. 10.10.- Composición en falso color con los cocientes  $2/7$  (azul),  $4/7$  (rojo) y  $5/3$  (verde), calculados sobre bandas TM iniciales.





Lam. 10.11.- Segmentación de valores sobre el cociente  $2/7$  calculado sobre bandas estiradas y enmascarado para densidad alta de vegetación. Azul, valores bajos; magenta, valores intermedios; verde, valores altos.

**11. ANALISIS DE BASES DE DATOS ESPACIALES  
CONSTRUIDAS CON DATOS ESTRUCTURALES Y  
MICROESTRUCTURALES CON UN SISTEMA DE INFORMACION  
GEOGRAFICO EN EL COMPLEJO ESQUISTO-GRAUVAQUICO.  
INTERPRETACION DE ESTRUCTURAS REGIONALES Y DE  
LINEAMIENTOS CARTOGRAFIADOS SOBRE IMAGENES  
THEMATIC MAPPER.**

**11. ANALISIS DE BASES DE DATOS ESPACIALES  
CONSTRUIDAS CON DATOS ESTRUCTURALES Y  
MICROESTRUCTURALES CON UN SISTEMA DE INFORMACION  
GEOGRAFICO EN EL COMPLEJO ESQUISTO-GRAUVAQUICO.  
INTERPRETACION DE ESTRUCTURAS REGIONALES Y DE  
LINEAMIENTOS CARTOGRAFIADOS SOBRE IMAGENES  
THEMATIC MAPPER.**

**INTRODUCCION**

El Complejo esquisto-grauváquico comprende un conjunto de materiales litológicamente monótonos que afloran en grandes extensiones. La monotonía litológica, que implica la ausencia de niveles guía, y el fuerte replegamiento a que ha sido sometida, hace difícil su cartografía. Puede añadirse la escasez de afloramientos, y la inexistencia de un afloramiento continuado que permita establecer observaciones fiables.

La reconstrucción de la disposición geométrica de los materiales sólo puede intentarse a base de un registro sistemático en afloramientos puntuales de direcciones y ángulos de buzamiento de superficies de estratificación, esquistosidades, polaridades estratigráficas, vergencias de estructuras y vergencias relativas de unas superficies respecto a otras, ejes de pliegues con especificación de su morfología y relación temporal.

La red de fracturas puede extraerse en parte de lineamientos cartografiados sobre imágenes.

## **METODO DE ESTUDIO**

Para facilitar la interpretación de datos estructurales de campo, recogidos en un número aproximado de 500 estaciones, se ha construido una base de datos espacial con un sistema de información geográfico, referido a una red de coordenadas UTM.

Los lineamientos, cartografiados manualmente sobre una copia en papel de una imagen TM en blanco y negro, se han digitalizado para incorporarlos a la base de datos.

Los cortes se han realizado por métodos convencionales a partir de representaciones de direcciones y buzamientos de los distintos elementos estructurales sobre un mapa topográfico. Para las proyecciones estereográficas se ha utilizado un programa sencillo apoyado en un ordenador personal.

## **CARACTERISTICAS DE LA BASE DE DATOS**

Los datos estructurales de campo y las observaciones microestructurales al microscopio sobre muestras orientadas, se han implementado en una base de datos jerárquica modificada a relacional. Cada tipo de dato se ha asignado a una relación que constituye un fichero independiente de localidades referidas a coordenadas UTM. Los datos se han representado en principio implícitamente en forma vectorial, si bien se han manipulado en la mayor parte de las combinaciones implícitamente en forma raster (BURROUGH, 1986).

Ha sido necesario introducir modificaciones para representar gráficamente por medio de un símbolo direcciones y ángulos de buzamiento, tanto para superficies como para lineaciones (PEREZ



CERDAN, F. y OROZCO CUENCA, T., 1990). Los ángulos de buzamiento pueden representarse con distintos rangos codificados con colores de forma interactiva.

El análisis de superficies y lineaciones se ha realizado por superposición visual de relaciones en el monitor de gráficos, a partir de las relaciones construidas con los datos de campo iniciales. No se han modificado, por tanto, los ficheros originales.

Las observaciones microestructurales se han estructurado en varias relaciones en forma de localidades de muestreo donde el estudio de lámina delgada ha revelado influencia de metamorfismo de contacto, con expresión de los minerales de neoformación, o signos de metamorfismo dinámico. En todos los casos se han construido ficheros separados para pelitas y grauvascas.

Las relaciones originales basadas en microestructuras se han combinado por medio de operaciones aritméticas y de álgebra de Boole, para visualizar áreas posiblemente cartografiables en términos de zonas afectadas por metamorfismo térmico, y zonas comparativamente más deformadas, y las interacciones entre ambas.

Las relaciones basadas en microestructuras se han superpuesto gráficamente a imágenes Thematic Mapper corregidas geométricamente, lineamientos, y relaciones de superficies y lineaciones para establecer posibles conexiones entre los distintos acontecimientos de la historia geológica reflejada por las pelitas y grauvascas del Complejo esquistos-grauváquico, y la reflectancia espectral de rocas y suelos observada en imágenes de satélite.

## LOS LINEAMIENTOS

Para la cartografía de lineamientos se ha utilizado una imagen monoscópica en papel Thematic Mapper, banda 7, de fecha 26 de enero de 1986. Se han combinado observaciones sobre la misma imagen a escala 1:500.000, 1:200.000 y 1:100.000 para obtener una observación visual más completa. A causa de la topografía más suave, y a sus características litológicas, el CEG registra una densidad de lineamientos menor que las restantes litologías del área de estudio, o bien estos lineamientos están representados con menor nitidez.

Sin embargo, una atención especial a las leves variaciones geomorfológicas que el CEG despliega permite distinguir algunas diferencias, que están fundamentalmente correlacionadas con diferencias en topografía y uso de suelo (fig.11.1). De modo general, los lineamientos que aparecen sobre el CEG son de menor longitud que en el granito o en el Paleozoico.

La porción situada en el flanco sur del granito de Nisa-Alburquerque ofrece un sistema apretado de lineamientos en dirección NNO-SSE, que probablemente tienen una mayor expresión por situarse transversalmente al trazado de las Riveras del Fraile y de Alcorneo. Estos dos cursos de drenaje definen dos lineamientos mayores en dirección ENE-OSO, paralela a las estructuras mayores descritas por los materiales paleozoicos inmediatamente adyacentes. De manera amortiguada, son visibles en el extremo suroriental las prolongaciones de varias fracturas ENE-OSO que se manifiestan muy evidentemente en el paleozoico y el granito.

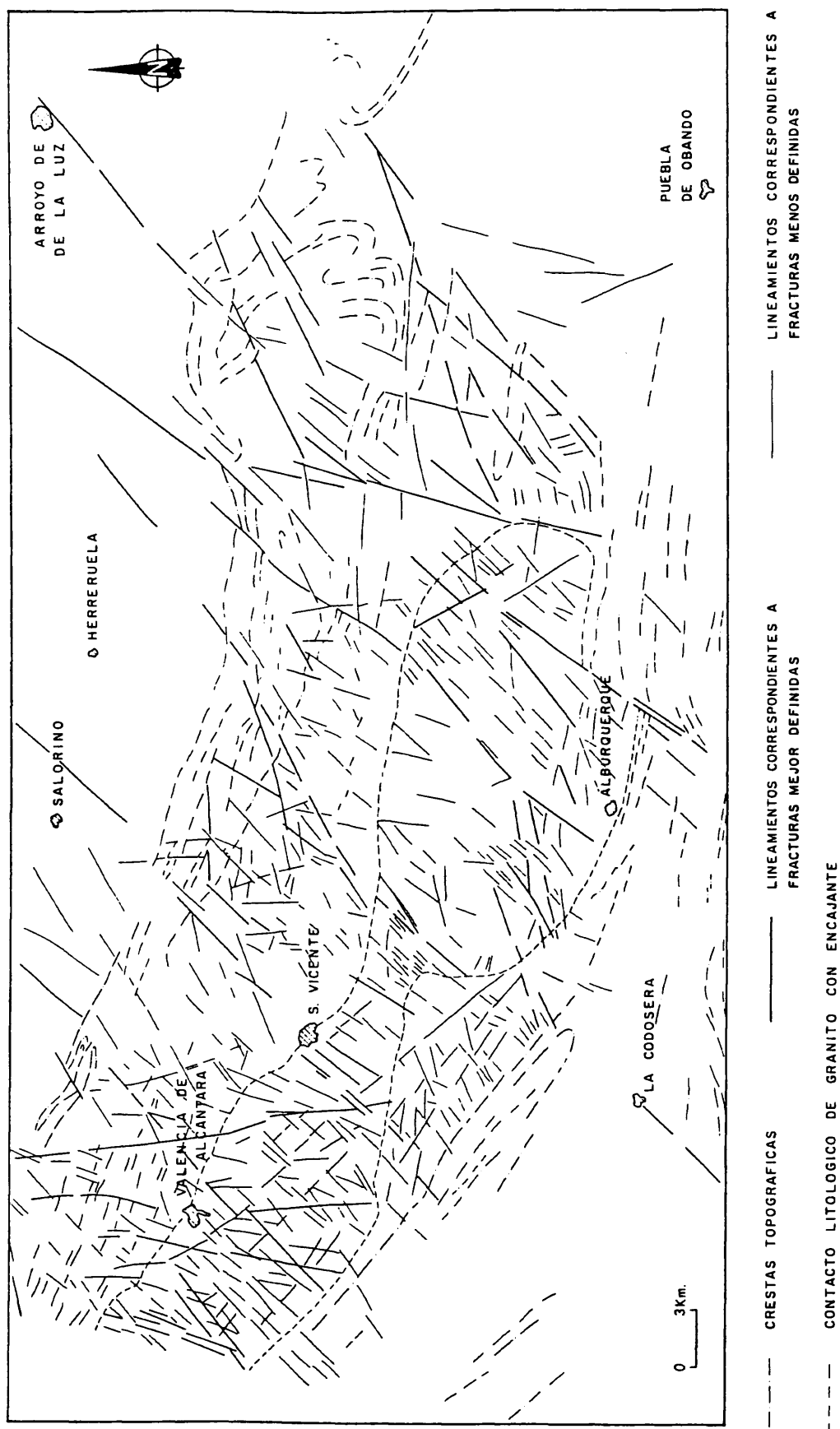


Fig. 11.1.- Mapa de lineamientos.

La amplia faja de materiales precámbricos que se extiende al norte del granito de Nisa-Alburquerque presenta diferencias en la densidad y distribución de lineamientos en tres regiones diferentes.

Entre Valencia de Alcántara y S.Vicente de Alcántara, la densidad de lineamientos es mayor que en el resto. Los lineamientos más largos siguen una dirección NO-SE. Les acompaña una red densa en dirección perpendicular de lineamientos más cortos, que coinciden con las direcciones de las superficies de estratificación y esquistosidad en el área. También aparece otro conjunto denso y de escasa longitud en dirección ENE-OSO.

La región central cercana al estrangulamiento del granito, de topografía más homogénea, presenta la densidad de lineamientos más baja, así como la mayor heterogeneidad en orientaciones geográficas. Con la excepción de los lineamientos que son prolongación de algunas fracturas transversales al trazado de las capas cuarcíticas paleozoicas que forman el límite septentrional, todos los lineamientos son muy cortos.

Más al este, la densidad de arbolado modera la densidad de lineamientos que cabría esperar en función de la topografía situándola en términos intermedios. Sin duda por la proximidad de la Falla de Plasencia, los lineamientos mayores siguen direcciones paralelas o ligeramente oblicuas a la misma. También hay un cortejo representativo de lineamientos de menor longitud en dirección NE-SO, formando aproximadamente  $30^{\circ}$  con la Falla de Plasencia. En el núcleo del sinclinal de la Sierra de S. Pedro, al este de la Falla de Plasencia, aparecen varios lineamientos en abanico que representan fracturas producidas por ajustes de esta estructura mayor al desplazamiento horizontal levógiro ocasionado por la misma.

La gran mayoría de los lineamientos cartografiados siguen, bien las direcciones de las estructuras hercínicas mayores ONO-ESE, bien las direcciones representadas por la fracturación tardihercínica (PARGA, 1969, ARTHAUD y MATTE, 1975), que en esta región son fundamentalmente la Falla de Alentejo-Plasencia y direcciones asociadas.

Se trata de fallas de desplazamiento horizontal en dos direcciones conjugadas, predominando la NE-SO en sentido levógiro, perpendicular a la dirección de las estructuras mayores. La segunda coincide con las direcciones de las estructuras mayores, y tendría sentido dextro. Este sistema de fallas de desplazamiento horizontal se habrían originado por una compresión N-S durante el Estefaniense superior y Pérmico inferior, simultáneamente al emplazamiento de los granitos tardíos.

En el área de estudio, la unidad del granito de Albuquerque está fuertemente desplazado por la Falla de Plasencia, indicando un emplazamiento anterior a la etapa de fracturación. Sin embargo, estas fracturas han rejugado en orogénias posteriores, por lo que la edad relativa de ambos acontecimientos debe apoyarse en datos complementarios.

Los lineamientos mayores presentan distintas tendencias al este u oeste de la región central con menor densidad de lineamientos y direcciones relativamente más variadas que coincide con el estrangulamiento en el granito. Al oeste predominan rasgos largos NNO-SSE, mientras que al este son las direcciones NE-SO de la Falla de Plasencia y otras más tendidas al este, las que dibujan los trazos más continuados.

Una diversificación similar se observa en las dos unidades del granito a ambos lados del estrangulamiento central, presentando la occidental una densidad de lineamientos considerablemente mayor que la unidad del Alburquerque, así como direcciones diferentes. Es notable la casi total ausencia de lineamientos en dirección NO-SE en la unidad de Alburquerque.

#### **SUPERFICIES DE ESTRATIFICACION Y ESQUISTOSIDAD HERCINICA PRINCIPAL**

De modo generalizado, tanto la estratificación como la esquistosidad hercínica principal se presentan en posición vertical, y en dirección NO-SE paralela a la dirección de las estructuras mayores, formando un ángulo bajo entre sí, circunstancia que explica la verticalidad de la mayor parte de las lineaciones de intersección. De acuerdo con el esquema descrito para las estructuras menores, las superficies de estratificación se sitúan en una dirección ligeramente oblicua, más E-O que las superficies de esquistosidad (figs.11.2 y 11.3).

Sin embargo, hay algunas variaciones que acompañan a la distribución heterogénea en distintos sectores del área estudiada, tanto de los pliegues como de las lineaciones de intersección entre las dos superficies.

A lo largo del contacto septentrional del granito, y en los sectores lejanos del estrangulamiento próximo a S.Vicente de Alcántara y a la Falla de Plasencia, las estratificaciones y superficies de esquistosidad acompañantes buzan regularmente al sur en el sector de Valencia de Alcántara, y al norte en el de Alburquerque, manteniendo una dirección horizontal paralela al contacto

Norte: 4375000  
Este: 699000

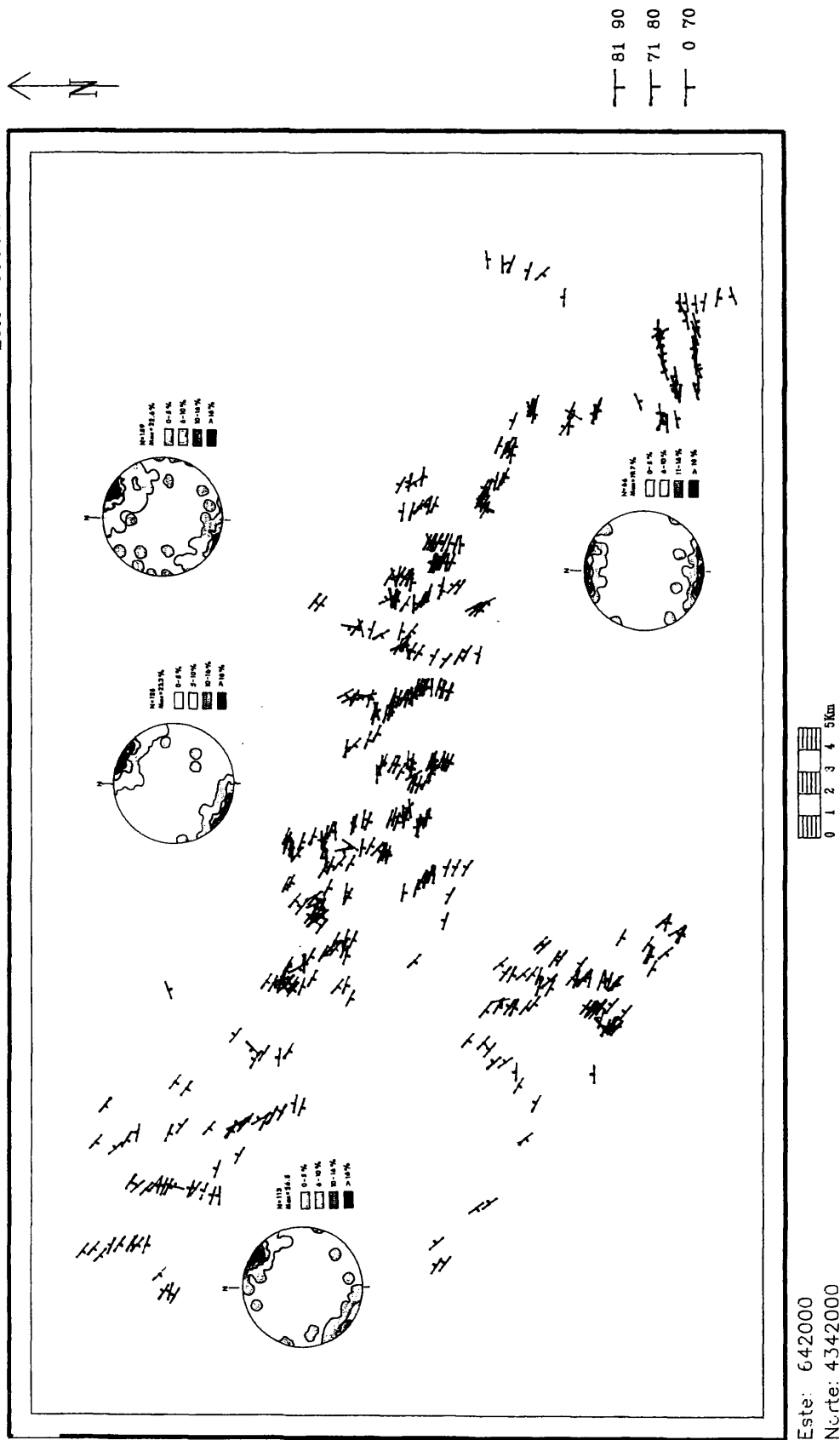


Fig. 11.2.- Representación de superficies de estratificación, con ángulos de buzamiento codificados en color y diagramas de contornos sobre proyección estereográfica polar en plantilla equiareal de Schmidt, hemisferio inferior, en regiones señaladas.

Norte: 4375000  
Este: 699000

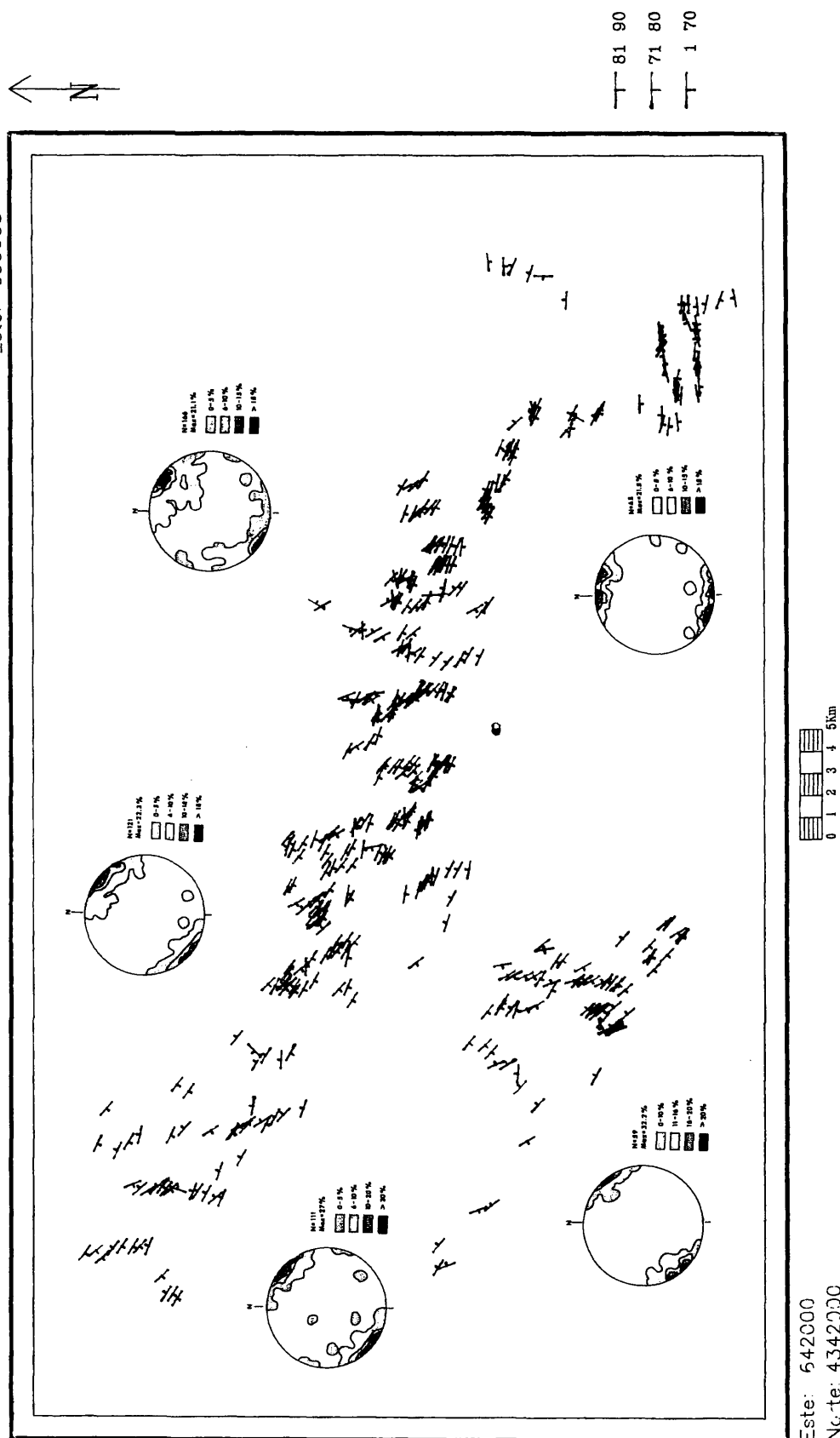


Fig. 11.3.- Representación de superficies de esquistosidad hercínica principal, con ángulos de buzamiento codificados en color y diagramas de contornos sobre proyección estereográfica polar en plantilla equiareal de Schmidt, hemisferio inferior, en regiones señaladas.



con el granito. Las superficies tienden a verticalizarse cerca del contacto con el granito.

Las polaridades estratigráficas más abundantes al sur observadas en el campo (fig.11.7) confirman la geometría observada en afloramiento de flancos directos largos, y, por lo tanto, mejor representados espacialmente, y flancos inversos cortos. La zona de mayor replegamiento, y heterogeneidad en la dirección de las polaridades estratigráficas coincide con la región anómala observada en imágenes a la altura del río Alburrel, y que coincide con la finalización del área de influencia del metamorfismo térmico.

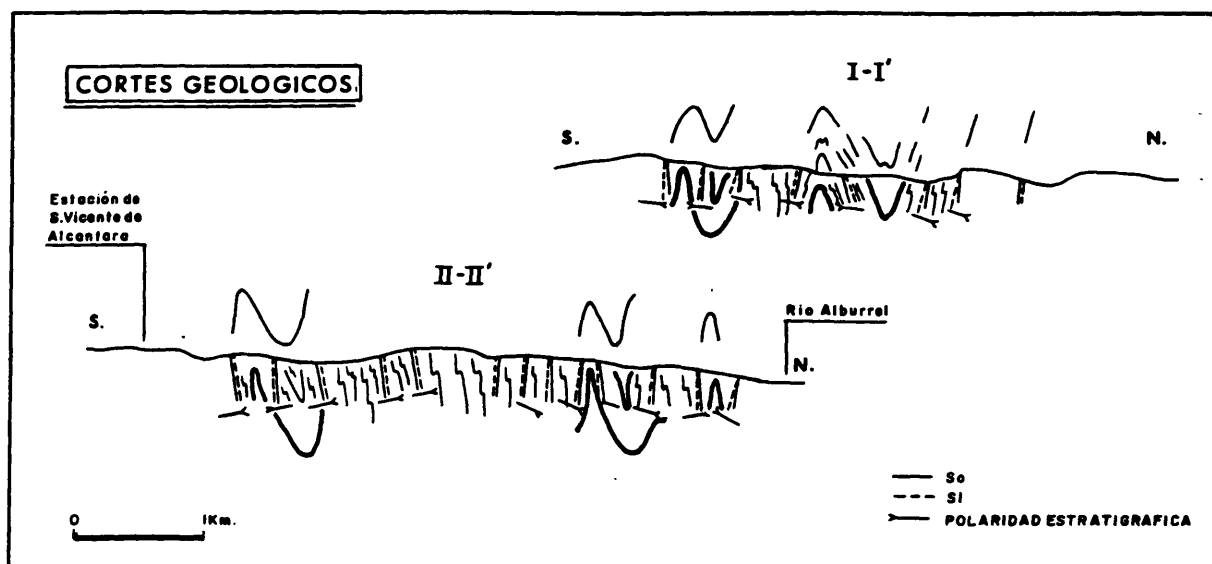


FIG. 11.7

CORTE ESTRUCTURAL EN DIRECCION SSO-NNE ENTRE VALENCIA DE ALCANTARA Y EL CERRO DE LOS LAPONES (SITUACION EN FIG. 10.1)

En el contacto oriental al oeste del río Zapatón, tanto las estratificaciones como las esquistosidades hercínicas principales se disponen excepcionalmente verticales, manteniendo una horizontal en dirección E-O perpendicular al contacto con el granito, con vergencias alternantes al norte y al sur. Las superficies de esquistosidad se diversifican en dos direcciones predominantes en este contacto oriental, una E-O, y otra ligeramente oblicua a la anterior ONO-ESE, más próxima a la disposición general, aunque rotada levógirmente respecto a la misma. Ocurre lo mismo en el contacto meridional oriental de la unidad de Alcántara. En el contacto meridional occidental de la unidad de Albuquerque, en las cercanías del Arroyo del Caballo, los buzamientos dominantes apuntan al sur, y se enderezan al alejarse del granito.

Las superficies de esquistosidad principal forman ángulos muy bajos con la estratificación, como resultado del plegamiento apretado en pliegues asimétricos. En las zonas más replegadas, aparecen ángulos mayores entre ambas superficies, apreciables en la región del estrangulamiento del granito cerca de S.Vicente de Alcántara, en los alrededores del Castillo de Mayorga, y en las cercanías de la Falla de Plasencia. En el sector al norte de la unidad de Albuquerque, se observan ángulos mayores entre ambas superficies en zonas alejadas del contacto con el granito, y con buzamientos relativamente horizontalizados.

#### **LINEACIONES DE INTERSECCION HERCINICAS PRINCIPALES**

Las lineaciones de intersección entre la esquistosidad principal y la estratificación presentan una disposición mayoritariamente paralela a las direcciones de las estructuras mayores NO-SE

(fig.11.4), con buzamientos próximos a la vertical, siempre superiores a sesenta grados sobre la proyección horizontal.

En el área mas cercana a Portugal la dirección de las lineaciones es excepcionalmente constante, con buzamientos que se horizontalizan progresivamente desde el contacto con el granito hacia el norte, donde toman buzamientos que oscilan entre  $50^{\circ}$  y  $60^{\circ}$ . Esta tendencia se intensifica en las inmediaciones de la estación de S.Vicente de Alcántara, donde los buzamientos son superiores a  $70^{\circ}$  cerca del contacto con el granito, y llegan a valores cercanos a los  $40^{\circ}$  al alejarse del mismo.

En los alrededores del Arroyo Alpotrel, al este de Valencia de Alcantara, se aprecia un desordenamiento tanto en direcciones como en ángulos de buzamiento, que cristaliza en lineaciones más verticales cerca del granito, indicando cierto replegamiento. El tramo intermedio del arroyo recoge inclinaciones intermedias entre  $40^{\circ}$  y  $50^{\circ}$ , y las lineaciones vuelven a verticalizarse cerca de la desembocadura en el Rio Alburrel.

En la región cercana al estrangulamiento del granito, las lineaciones se distribuyen en dos grupos, unas verticales, y otras en dirección ONO-ESE menos verticalizadas.

A lo largo del contacto septentrional de la unidad de Alburquerque, las lineaciones de intersección difieren en su distribución respecto a las del área inmediata a Valencia de Alcántara en dirección y ángulos de buzamiento mas heterogéneos espacialmente. No hay verticalización cerca del contacto con el granito, y al contrario que en el área anterior, los buzamientos más verticales se

Norte: 4375000  
Este: 699000



Este: 642000  
Norte: 4342000

Fig. 11.4.- Representación de lineaciones de intersección entre superficie de estratificación y superficie de esquistosidad hercínica principal, con ángulos de buzamiento codificados en color y diagramas de contornos sobre proyección estereográfica en plan tilla equiareal de Schmidt, hemisferio inferior, en regiones señaladas.

registran en la región central de la banda entre el contacto del granito y el paleozoico septentrional.

Es de destacar la existencia de lineaciones excepcionalmente horizontales en las inmediaciones de la Charca del Macho, próximas a los 30°. Entre el Cerro de Santa María y el granito, las direcciones se mantienen constantemente paralelas a las direcciones de las estructuras mayores, probablemente por efecto de la compresión entre los materiales competentes de las cuarcitas ordovícicas y el granito, sobre el conjunto relativamente mas plástico del Complejo esquisto-grauváquico.

La desorganización se incrementa también hacia el este por efecto de la Falla de Plasencia.

En el borde oriental del granito de Nisa-Alburquerque, al oeste del río Zapatón, el contacto se dispone aproximadamente paralelo a la Falla de Plasencia, que lo desplaza con claridad. Al igual que en el contacto septentrional del granito entre Valencia de Alcántara y S.Vicente de Alcántara, las lineaciones de intersección se verticalizan cerca del mismo. Sin embargo, las direcciones rotan hasta una disposición generalizada E-O, perpendicular al contacto del granito, que se aproxima a la N-S. Del mismo modo que las esquistosidades hercínicas principales, aparecen dos máximos bien definidos, uno de ellos vertical, y el otro buzando al oeste. Asimismo, aparecen ángulos de buzamiento horizontales con vergencias al este en las zonas más alejadas al contacto.

## PLIEGUES

El Complejo esquistó-grauváquico en el área de estudio no ofrece gran abundancia de pliegues a escala de afloramiento. Su distribución no es uniforme a lo largo de la banda estudiada, sino que aparecen en las inmediaciones del estrangulamiento del granito de Nisa-Alburquerque, y en el sector comprendido entre el mismo y la Falla de Plasencia.

En el cuello del granito, los ejes de los pliegues se agrupan en dos conjuntos muy verticalizados, uno con buzamientos comprendidos entre  $50^{\circ}$  y  $90^{\circ}$ , dirección NO, y otro buzantes al sureste (fig.11.5). Este segundo grupo se concentra en las proximidades del Regato de las Torres.

La región al sur del granito, en las inmediaciones de Mayorga, presenta características especiales, tanto por estar comprendida en el área de influencia del estrangulamiento del granito, como por la compresión producida entre los dos materiales competentes del granito y las cuarcitas paleozoicas. Destacan direcciones N-S buzantes al norte en el punto de curvatura más acentuado del contacto del granito al noroeste, mientras que en el contacto oriental los ejes de los pliegues buzan al noroeste con ángulos de buzamiento más tendidos.

En la amplia franja del CEG que se extiende al norte del granito de Nisa-Alburquerque, al este de S.Vicente de Alcántara, los ejes de los pliegues presentan direcciones y buzamientos constantes al noroeste. Alrededor de la Casa de las Grulleras, se horizontalizan y giran situándose en posición este-oeste.

Norte: 4375000  
Este: 699000

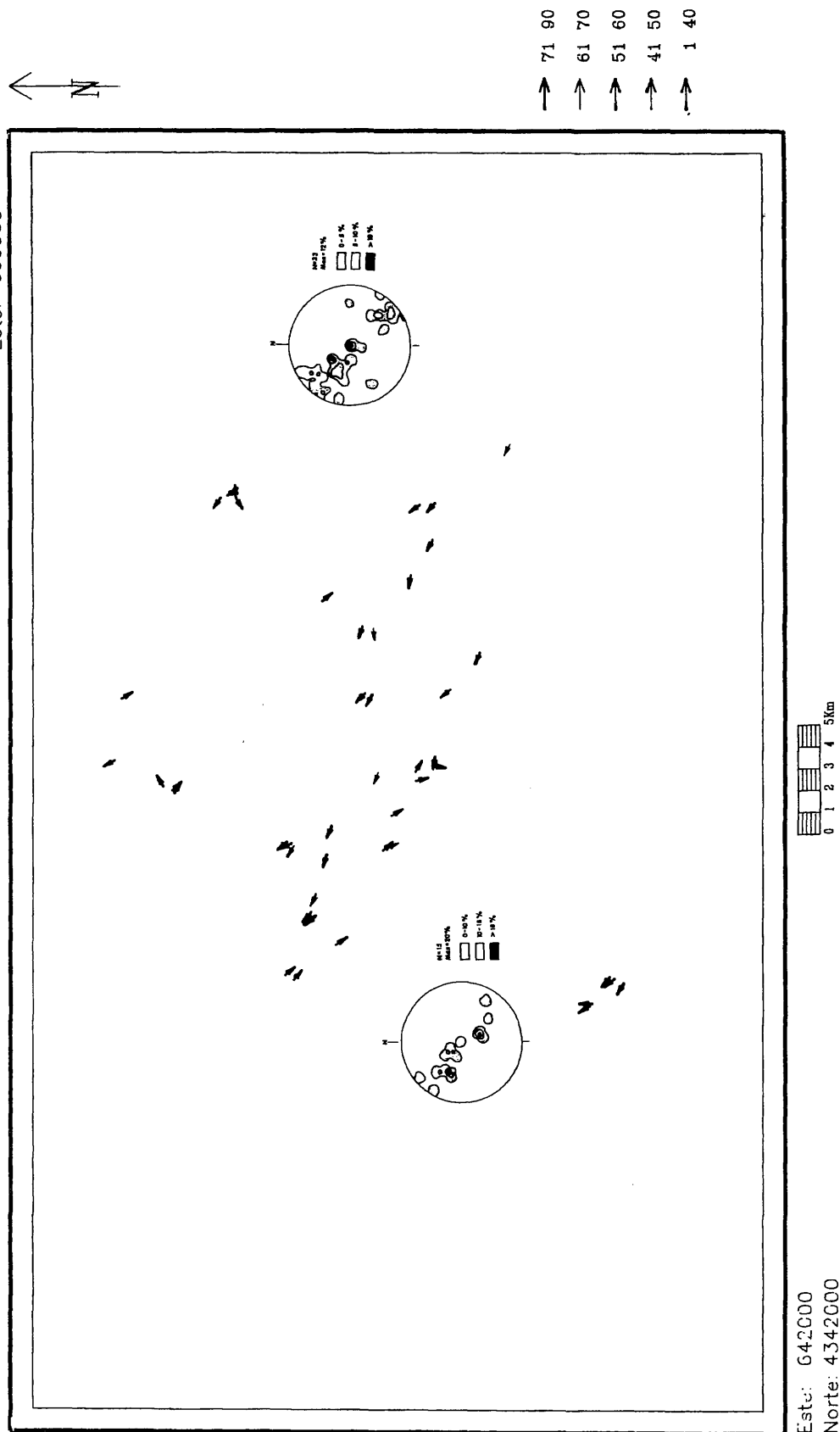


Fig. 11.5.- Representación de ejes de pliegues, con ángulos de buzamiento codificados en color y diagramas de contornos sobre proyección estereográfica en plantilla equiareal de Schmidt, hemisferio inferior, en regiones señaladas.

## **SUPERFICIES DE ESQUISTOSIDAD DE CRENULACION HERCINICAS TARDIAS**

Las superficies de esquistosidad de crenulación subhorizontales perpendiculares a las superficies de esquistosidad hercínica principal se disponen con una horizontal paralela a las mismas en la amplia franja al norte del granito de Nisa-Alburquerque.

Tienden a verticalizarse ligeramente en las cercanías del contacto, y asimismo buza hacia el norte entre Valencia de Alcántara y S. Vicente de Alcántara. Al este del estrangulamiento hasta la Falla de Plasencia giran horizontalizándose y buzando al sureste o este.

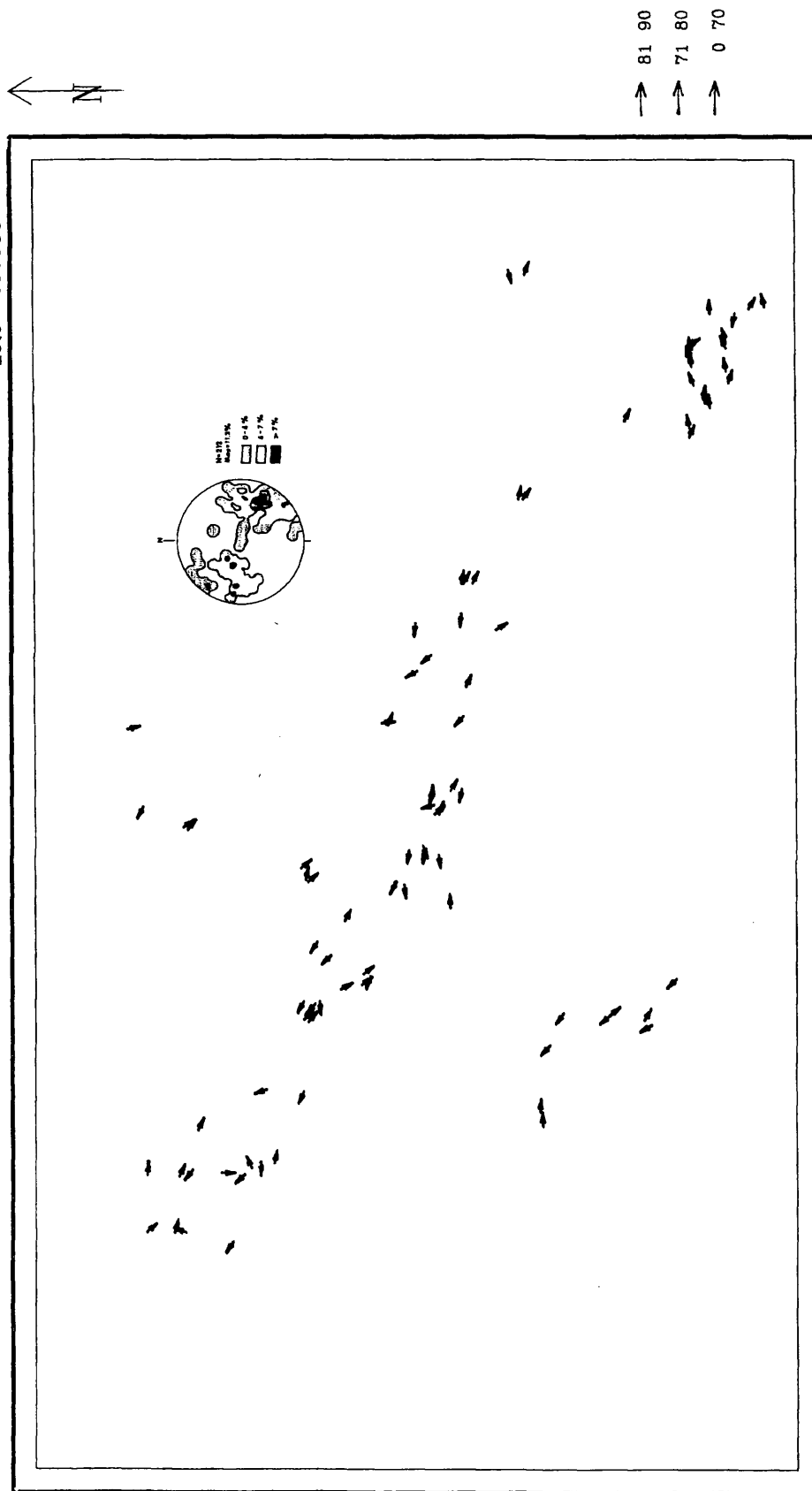
En el borde oriental paralelo al río Zapatón, las esquistosidades de crenulación se disponen con horizontales paralelas al contacto con el granito, en dirección N-S, y buzan constantemente al este con ángulos más tendidos que en el contacto septentrional. La lineación de intersección de la esquistosidad de crenulación con la esquistosidad hercínica principal describe leves cabeceos, sin dejar su dirección E-O, ni de buzarse al este (fig.11.6).

El conjunto de las lineaciones de intersección entre esta superficie de crenulación y la superficie de esquistosidad hercínica principal describe una trayectoria en dirección ESE-ONO, con fuerte énfasis en las direcciones subhorizontales al ESE.

El giro que las superficies de esquistosidad de crenulación describen envolviendo el granito sugiere una fuerte relación con el emplazamiento del mismo. Aunque su repartición espacial es generalizada en todo el área de estudio, se ha observado una mayor



Norte: 4375000  
Este: 699000



Este: 642000  
Norte: 4342000

Fig. 11.6.- Representación de lineaciones de intersección entre superficie de esquistosidad de crenulación subhorizontal hercínica tardía y superficie de esquistosidad hercínica principal, con ángulos de buzamiento codificados en color y diagramas de contornos sobre proyección estereográfica en plantilla equiareal de Schmidt, hemisferio inferior, en regiones señaladas.

intensificación en las proximidades de fracturas o zonas de cizalla tardihercínicas. Las microestructuras revelan la crenulación de minerales formados por efectos térmicos de la masa ígnea, sugiriendo una posterioridad respecto al crecimiento de dichos minerales en las aureolas de metamorfismo de contacto. Todo ello apunta a una contemporaneidad relativa de los acontecimientos descritos, encuadrados en las fases tardías de la deformación hercínica.

#### **DISTRIBUCION CARTOGRAFICA DE OBSERVACIONES MICROESTRUCTURALES**

Las observaciones realizadas sobre lámina delgada respecto a microestructuras se ha representado en localidades codificadas para expresar características relacionadas con metamorfismo de contacto, metamorfismo regional y dinámico, así como la aparición de esquistosidades diferentes a la esquistosidad hercínica principal. En todos los casos se han distinguido efectos en pelitas y grauvascas.

Los puntos así codificados se han superpuesto visualmente a imágenes Thematic Mapper para tratar de comprobar la relación entre las diferencias espectrales observadas en las mismas, y la posición geográfica de muestras en las que se habían descrito la influencia de los procesos antes mencionados (lam.11.1).

Puesto que las corneanas tienen una extensión tan limitada, sólo se han localizado geográficamente pizarras mosqueadas, y muestras con biotita. Las muestras de pizarras en que se aprecian máculas coinciden con las áreas que las imágenes Thematic Mapper sugieren como afectadas por el metamorfismo de contacto. Las muestras con biotita son demasiado escasas para establecer conclusiones sobre su extensión cartográfica.

Las esquistosidades de crenulación hercínica tardías muestran una distribución generalizada en todo el área de estudio (lam.11.2). Lo mismo puede decirse de las esquistosidades anteriores a la hercínica principal, aunque el número de observaciones es escaso.

En cuanto a las muestras que presentan efectos de metamorfismo dinámico, se produce una diferenciación en distribución geográfica, ya se trate de pelitas o grauvacas (lam.11.1). Las pelitas protomilonitizadas se concentran en la franja paralela a la falla de Plasencia que pasa por el estrangulamiento del granito, tanto al norte como al sur del mismo.

Siendo las pelitas rocas más plásticas donde los efectos de la recristalización son más evidentes, y habiéndose basado las observaciones en la intensificación de orientación preferente en rocas de grano muy fino, esto confirma un estilo de deformación diferente en la franja mencionada, con características de zona de cisalla débilmente desarrollada.

## DISCUSION

De modo general, las superficies de estratificación y esquistosidad hercínica principal muestran una disposición solidaria describiendo un giro progresivo desde una disposición muy homogénea en dirección NO-SE buzante al NO en el extremo occidental, hasta adoptar una disposición E-O en el contacto oriental del granito de Nisa-Albuquerque. La rotación va acompañada de una diversificación relativa de ángulos y direcciones de oeste a este, que finaliza en una distribución bimodal de esquistosidades hercínicas principales en la sección oriental del área estudiada, con la incorporación de

superficies este-oeste a otras con dirección similar a las anteriores.

Las lineaciones de intersección entre ambas superficies describen una evolución similar desde una distribución muy homogénea hasta una distribución bimodal en la que aparecen pliegues verticales.

Esta distribución bimodal se repite en la región más oriental, al este de la Falla de Plasencia, no sólo para las superficies de estratificación y esquistosidad y sus correspondientes lineaciones de intersección, sino para los ejes de pliegues, en la región central a la altura del estrangulamiento que divide el granito de Nisa-Alburquerque en dos unidades, y que tiene la geometría en imágenes de satélite de una banda ancha de unos 3 km de anchura en dirección NNE-SSO paralela a la Falla de Alentejo-Plasencia (lam.10.8).

Este giro en las direcciones de las superficies de esquistosidad ha sido interpretado (SANDERSON, 1990), como efecto del desplazamiento horizontal levógiro de la zona de cizalla de Porto-Badajoz-Córdoba (LEFORT y RIBEIRO, 1980), que se sitúa a poca distancia al sur de la región de estudio. Los pliegues sardos de eje vertical se habrían formado en escalón a ambos lados de la misma acompañando al desplazamiento horizontal. A esta disposición se le superpondría la deformación hercínica principal con cabalgamientos y pliegues de eje subhorizontal vergentes al norte, acompañados de la intrusión de granitos en dos etapas.

Sin embargo, tanto las esquistosidades hercínicas principales, como las superficies de estratificación, sus lineaciones de

intersección correspondientes y los ejes de los pliegues, presentan una distribución bimodal en la franja descrita a la altura del estrangulamiento en el granito, tanto al norte como al sur del mismo, y manteniendo una dirección general NNE-SSO.

El giro del conjunto de las estructuras hasta una dirección E-O sólo se constata al este de la Falla de Plasencia, donde también presentan distribuciones fuertemente bimodales, pasando por distribuciones intermedias en el sector septentrional de la unidad de Alburquerque.

De este modo, actúan como límites entre zonas en que se aprecia un cambio de dirección en superficies, tanto de estratificación como de esquistosidad principal, la franja correspondiente a la zona del estrangulamiento, y la Falla de Plasencia. Estos accidentes relacionados con la etapa de fracturación tardihercínica parecen compartimentar el área estudiada en dominios, a modo de kink-bands a gran escala con ángulo alto entre flancos (POWELL, COLE y CUDAHY, 1985).

Existen divergencias entre las lineaciones de intersección y los ejes de los pliegues, presentando los últimos disposiciones más variadas. Los pliegues tienen una aparición menos frecuente, y sólo se observan en áreas restringidas de la zona de estudio. Los datos recogidos suelen proceder de pliegues observados en capas de grauvacas, que facilitan su observación.

Las lineaciones de intersección pueden ser más representativas de variaciones espaciales de orientación experimentadas en pelitas, que experimentan un apretamiento más intenso, y son menos propensas

a la variabilidad introducida por refracciones en la esquistosidad al atravesar capas de distinta competencia.

Los pliegues se prodigan en la región del estrangulamiento del granito, que se propone como una zona de cizalla de débil desarrollo en dirección paralela a la Falla de Plasencia. Los movimientos de desplazamiento horizontal levógiro han modificado la disposición original de los mismos, además de haber producido pliegues nuevos, como muestra la concentración en dos máximos bien definidos, cuyo plano bisector coincide con la dirección de la fractura mencionada. Los pliegues de eje vertical desaparecen para situarse buzando al SSO.

Los lineamientos observados en imágenes Thematic Mapper muestran una menor frecuencia de direcciones NNE-SSO, tanto en la unidad granítica de Alcántara, como en la porción de Complejo esquistito-grauváquico que aflora al norte de la misma, mientras que se intensifican al este de la zona de cizalla que pasa por el estrangulamiento del granito.

La variación de actitud de las estructuras parece deberse en última instancia a la influencia de la fracturación tardihercínica. Esta fracturación compartimenta en dominios la banda septentrional girando levemente las direcciones de superficies de estratificación y esquistosidad principal, desarrolla una zona de cizalla poco intensa paralela a las direcciones de fracturación dominantes que pasa por el estrangulamiento que separa las dos unidades en el granito, y hace rotar los ejes de los pliegues, tanto en la zona de cizalla como en la Falla de Plasencia hasta disponerse en dos direcciones simétricas respecto a la dirección de la misma.

Acompaña a esta fracturación una intensificación de la esquistosidad de crenulación que se produce en las últimas etapas de la intrusión de granitos, y el desarrollo de kink-bands cuyos planos axiales describen un sistema conjugado asimétrico oblicuo a la superficie de esquistosidad principal, y subperpendicular a la fracturación hercínica dominante NE-SO.

El granito de Nisa-Albuquerque está considerado como un granito de emplazamiento tardío epizonal en la formación de la cadena hercínica (LOPEZ-PLAZA y MARTINEZ CATALAN, 1988). Muestra contactos rectilíneos paralelos a las estructuras mayores, con la excepción del estrangulamiento a la altura de S. Vicente de Alcántara, y desarrolla una aureola de metamorfismo de contacto.

Se trataría de cuerpos aparentemente concordantes a favor de fracturas preexistentes, en una intrusión permisiva en una cámara magmática de gran extensión lateral controlada por los cabalgamientos previamente desarrollados durante la fase principal de la orogenia hercínica, por mecanismos de stopping y subsidencia cauldron (OEN ING SOEN, 1970).

La extensión de la aureola es muy estrecha en la unidad de Albuquerque, caracterizada por el desarrollo de una llanura estrecha y deprimida en la que no existen afloramientos. El conjunto presenta una forma en domo ovalado alargado en la dirección de las estructuras mayores, con paredes probablemente verticales.

No es así en la unidad de Alcántara, donde las imágenes Thematic Mapper muestran blastesis mineral por efecto del metamorfismo de contacto en un área de un par de kilómetros. Sin embargo, la actitud de las estructuras regionales en el encajante es

sorprendentemente homogénea en este sector, si se exceptúa una cierta verticalización en las cercanías del contacto. Dado el tipo de emplazamiento, el techo del granito debe de estar muy próximo al nivel de erosión actual (PITCHER y BERGER, 1972). De este modo, la mayor amplitud de la aureola en la unidad de Alcántara correspondería a la cercanía del techo del cuerpo intrusivo, y el contacto se verticalizaría a la altura del río Alburrel, donde desaparece la aureola, y la superficie de esquistosidad de crenulación adopta una posición más horizontal.

Se desarrolla una esquistosidad de crenulación subhorizontal que se dispone como un envolvente respecto al granito, y que parece haberse intensificado con posterioridad al crecimiento de minerales por efecto térmico de la masa ígnea.

Las rocas encajantes mantienen sus actitudes regionales hasta el contacto. Superficies de estratificación y esquistosidad, y sus lineaciones de intersección se verticalizan ligeramente en contacto de la unidad de Alcántara, y en el borde oriental de la unidad de Alburquerque paralelo a la Falla de Plasencia. No así en el contacto septentrional de esta última unidad.

La unidad de Valencia de Alcántara y la unidad de Alburquerque presentan diferencias geomorfológicas, de estilo de fracturación, respuesta espectral, extensión de la aureola de metamorfismo de contacto, y distorsión del encajante que pueden permitir diferenciarlas como dos intrusiones sucesivas relativamente rápidas en el tiempo (OEN ING SOEN, 1970).



## **RESUMEN**

Las observaciones microestructurales representadas por medio de un sistema de información geográfico confirman la extensión de la influencia del metamorfismo de contacto desarrollado por la intrusión de granitos en las áreas mostradas en las imágenes Thematic Mapper.

De igual modo, la manipulación por medio de codificaciones de color para ángulos de buzamiento en superficies y lineaciones ha permitido analizar con detalle los datos estructurales tomados en el campo.

La extensión de las aureolas de metamorfismo y la relativa inmovilidad de las estructuras en el encajante confirma un emplazamiento intrusivo por stopping y subsidencia cauldron supuesto para los granitos tardíos en el Macizo Hespérico. Ligeras diferencias en la disposición de las estructuras en el encajante, y en la distribución de fracturas observadas en imágenes, sugieren que el granito de Nisa-Albuquerque se compone de dos unidades emplazadas sucesivamente en el tiempo.

Con posterioridad al emplazamiento de granitos, o en sus últimas etapas, se forma una esquistosidad de crenulación subhorizontal que se dispone como un envolvente respecto a los mismos. Los planos de las superficies de esquistosidad se disponen perpendicularmente a las paredes de los granitos.

El conjunto de los elementos estructurales atribuibles a la deformación hercínica principal en el Complejo esquisto-grauváquico giran desde una disposición NO-SE al oeste hasta situarse E-O al

este del área de estudio. Esto puede atribuirse al efecto combinado de desplazamientos levógiros horizontales de la Zona de Cizalla Porto-Badajoz-Córdoba postcámbrica, y la fracturación tardihercínica en dirección NE-SO. Las fracturas tardihercínicas compartimentan el área en dominios reflejados en imágenes, y en los lineamientos cartografiados sobre ellas, en los cuales se observa un cambio progresivo en la dirección de las estructuras.

Las microestructuras observadas en pelitas, y el desarrollo de distribuciones bimodales en las posiciones de las estructuras hercínicas sugieren la existencia de una zona de cizalla poco intensa en una franja de unos 3 Km de anchura, que atraviesa el granito de Nisa-Alburquerque produciendo un estrangulamiento en el mismo paralela a la dirección de la Falla de Alentejo-Plasencia.



Lam. 11.1.1.- Observaciones microestructurales observadas en lámina delgada y lineamientos superpuestos a una imagen Thematic Mapper, banda 3, codificadas en color (rojo, pizarras y grauvacas afectadas por metamorfismo térmico; verde, pizarras y grauvacas afectadas por metamorfismo dinámico débil).





Lam. 11.2.- Muestras en las que se observa desarrollo de esquistosidad de crenulación hercínica tardía subhorizontal (amarillo) superpuestas a una imagen Thematic Mapper, banda 3.

## **12. C O N C L U S I O N E S**

## **12. CONCLUSIONES**

### **REFLECTANCIA EN ROCAS IGNEAS INTRUSIVAS EN LABORATORIO E IMAGENES**

#### **MEDIDAS ESPECTRALES EN LABORATORIO SOBRE ROCAS Y SUELOS EN EL VISIBLE Y INFRARROJO CERCANO.**

Las rocas intrusivas en corte fresco presentan reflectancias distintivas, tanto en cuanto a reflectancia global, como en los picos de absorción resultantes de sus componentes minerales.

En lo referente a la reflectancia global, tanto las rocas en superficie fresca, como en superficie meteorizada, y los suelos desarrollados sobre ellas, presentan una progresión en reflectancia global en el visible e infrarrojo cercano, siendo las rocas básicas, oscuras y las ácidas, claras.

Las rocas pertenecientes a la asociación granítica ofrecen puntos de absorción característicos, estrechos y profundos, en 1.4 y 1.9  $\mu\text{m}$  por efecto del agua contenida en las inclusiones fluidas de los granos de cuarzo, y en 2.2  $\mu\text{m}$  por influencia de moscovita.

Una depresión amplia entre 0.8 y 2.1  $\mu\text{m}$  caracteriza las rocas de la asociación diorítica, además de débiles desplazamientos en 2.3  $\mu\text{m}$ , ocasionados por las abundancias relativas de hornblenda y biotita.

Los gabros noríticos exhiben grandes variaciones en el infrarrojo según la presencia predominante de hornblenda, o de piroxenos con distinta simetría cristalina. El predominio de clinopiroxeno

produce un desplazamiento de 2.3 a 2.4  $\mu\text{m}$ . La presencia de biotita puede producir un efecto similar.

Tanto las rocas pertenecientes a la asociación diorítica y gabroica como las peridotitas presentan absorción en 2.3  $\mu\text{m}$ , por efecto de los aniones  $\text{OH}^-$  ligados a magnesio.

La alteración de las superficies de las rocas por meteorización, su recubrimiento por líquenes, y su desagregación produciendo material suelto, modifica la respuesta espectral del conjunto. Las áreas cubiertas por rocas graníticas, experimentan un oscurecimiento en albedo por estas causas, mientras que el resto aumentan generalizadamente su reflectancia. Con la excepción de los granitos, todas las demás rocas pierden sus sutiles caracteres de absorción distintivos. Sin embargo, sin contar con recubrimiento de líquenes, superficies frescas y meteorizadas de rocas, y suelos mantienen una secuencia progresiva de reflectancias desde bajas en rocas básicas a reflectancias altas en ácidas.

#### **EVALUACION DE MEDIDAS DE LABORATORIO ENFOCADA A LA INTERPRETACION DE IMAGENES THEMATIC MAPPER**

Los resultados de efectuar cocientes entre valores producidos por la aplicación de funciones que simulan la señal recogida por los sistemas electrónicos del sensor Thematic Mapper sobre medidas de reflectancia en laboratorio entre 0.4 y 2.5  $\mu\text{m}$  sobre rocas intrusivas y suelos, se comparan con cálculos equivalentes procedentes de imágenes Thematic Mapper.

Los cocientes calculados sobre medidas de laboratorio realizadas sobre superficies frescas de rocas se asemejan a los obtenidos en superficies meteorizadas de las mismas rocas.

El cociente 4/7 en medidas de superficies frescas de rocas presenta una separación mejor de distintos tipos de rocas en función de su índice de acidez en términos petrológicos. Puede añadirse el 4/3. El par 5/3 y 5/1 presenta una distribución más próxima a una línea recta en los distintos tipos de rocas.

Distintas características de las curvas de reflectancia contribuyen a la selección de los cocientes anteriores. La banda 4 recoge el punto más alto en la caída de reflectancia hacia el visible que experimentan las rocas ácidas y básicas en superficie fresca, y casi todas las medidas en superficie meteorizada. La banda 7 recoge las absorciones en  $2.3 \mu\text{m}$  por efecto de aniones  $\text{OH}^-$  ligados a magnesio, y en  $2.2 \mu\text{m}$  por los mismos aniones ligados a aluminio. Las bandas 1 y 3 comprenden absorciones por presencia de minerales ferruginosos.

Ligeras diferencias en las pendientes de los distintos tramos en las muy parecidas curvas de reflectancia medidas sobre suelos producen diferencias sensibles en los cocientes. También en las curvas de los suelos es el cociente 4/7 el que distribuye tipos de rocas con más claridad, y el par 5/1, 5/3 el que reproduce la mayor aproximación a una disposición lineal.

Los diagramas bidimensionales que representan pares de cocientes son similares en los obtenidos en medidas sobre superficies frescas y meteorizadas de rocas, y difieren en suelos. La discrepancia es notable con diagramas equivalentes obtenidos en imágenes



de satélite, por efecto de la mezcla en píxeles de efectos de vegetación, metrificación, además de calibrado y correcciones previas al tratamiento que se describe en este trabajo.

Puesto que la reflectancia resultante de la mezcla de distintos materiales no es una combinación lineal de las reflectancias de cada uno de ellos, no es de esperar diagramas similares en combinaciones de cocientes calculados sobre medidas de reflectancia de laboratorio y imágenes. No obstante, cocientes que han mostrado mejor capacidad discriminadora en medidas de laboratorio mantienen potencialmente la misma capacidad en imágenes obtenidas desde satélites.

#### EL COMPLEJO ESQUISTO-GRAUVAQUICO

#### **HISTORIA DE LA DEFORMACION BASADA EN ESTRUCTURAS MENORES Y MICROESTRUCTURAS**

Las estructuras menores extensamente representadas corresponden a la fase principal de deformación hercínica, y son pliegues asimétricos con un flanco corto y otro largo, en los que la esquistosidad subvertical se dispone próxima al flanco corto, y siempre muy cercana a la superficie de estratificación, con la excepción de las refracciones en capas competentes. Los ejes de estos pliegues son subverticales en dirección N0.

La existencia de una deformación prehercínica, o anterior a la fase de deformación hercínica principal, se pone de manifiesto por la aparición de esquistosidades que transectan los flancos de los pliegues, y no coinciden, por tanto, con la superficie axial de los mismos. Se dan charnelas con lineaciones de trayectoria oblicua a la traza axial de los pliegues correspondientes, que han sido

desplazadas respecto a las superficies axiales. La geometría de esta deformación anterior no parece manifestarse en la evaluación estadística de las estructuras de la fase de deformación hercínica principal.

Una superficie de crenulación más o menos espaciada subhorizontal se superpone a la deformación hercínica principal en el área de estudio. Esta superficie es evidente también en las proximidades del granito.

Las fracturas tardihercínicas son difícilmente cartografiables a base de estructuras menores. Sin embargo, son relativamente frecuentes kink-bands de plano axial vertical perpendicular a la superficie de esquistosidad hercínica vertical, además de cisallas con superficies S verticales, en que las superficies C son la esquistosidad hercínica.

Las microestructuras observadas en lámina delgada muestran como superficie más importante una esquistosidad bien desarrollada que acompaña a la formación de pliegues, con desarrollo de dominios ricos en filosilicatos o cuarzo, aplastamiento con reorientación cristalográfica de granos antiguos, y cristalización de minerales nuevos orientados preferentemente.

La intrusión de masas graníticas tardía produce un metamorfismo térmico registrable en la desorganización de la textura anterior, con desarrollo de manchas donde se acumulan filosilicatos con una orientación preferente mimética respecto a la esquistosidad principal. En estadios avanzados, la roca toma un aspecto microgranular con elongaciones de cristales preexistentes corregida, si bien nunca llega a desaparecer la esquistosidad hercínica principal.

En estadios posteriores se desarrolla una superficie de crenulación espaciada subhorizontal y subperpendicular a la superficie de esquistosidad hercínica principal. Esta superficie crenula las texturas formadas a altas temperaturas durante la intrusión de masas ígneas.

Las pelitas denotan de modo especial los efectos del metamorfismo dinámico en una recristalización intensa que se traduce en fuerte orientación preferente de la fábrica de la roca. En las rocas más heterogranulares, los clastos grandes sufren una mosaización y extinción ondulante, resultando en disminución del tamaño de grano. La matriz recristaliza adquiriendo orientación preferente más o menos acusada. Son frecuentes los pliegues intrafoliares y los diques de cuarzo en distintas posiciones respecto a la fábrica de la roca, casi siempre mostrando acusada extinción ondulante, y elongación en los granos de cuarzo.

#### **REFLECTANCIA EN PELITAS Y GRAUVACAS EN RELACION A LOS ELEMENTOS DE LA FABRICA INTERNA DE LAS ROCAS**

La reflectancia observada en superficies de estratificación tal y como aparecen en el afloramiento presentan puntos de absorción similares en pelitas y grauvacas. Se diferencian en una reflectancia global más intensa en grauvacas que en pelitas. El agua molecular, y los aniones OH, así como las transiciones electrónicas entre los iones ferroso y férrico, son responsables de las absorciones observadas.

Dos secciones cortadas con sierra en muestras de roca, paralela y perpendicular respectivamente a la lineación de estiramiento mineral producida por procesos de metamorfismo regional, indica una

reflectancia global mayor en la sección paralela a la dirección en la que cristalizan micas orientadas preferentemente. El mayor área cubierto por micas en estas secciones produce el citado aumento de reflectancia.

La forma de la curva de reflectancia en las secciones cortadas por sierra presenta de modo generalizado una caída hacia el azul en el visible, un umbral en  $0.55 \mu\text{m}$ , y una caída rectilínea con débiles absorciones hasta  $2.5 \mu\text{m}$ . Las pelitas y grauvacas con aspecto más oscuro por su mayor contenido en materia orgánica no registran la caída hacia el azul en el visible, sino que describen una recta de pendiente suave y uniforme en la totalidad del rango de longitudes de onda estudiado, al margen de leves absorciones.

De este modo, el visible es potencialmente detector de manera especial de cantidades relativas de materia carbonosa en rocas detríticas de grano fino, que es reseñable igualmente, como se sabe con anterioridad, por cambios en la reflectancia global.

A igual contenido en materia carbonosa, la reflectancia global es función de la superficie total de minerales micáceos expuesta. Esto posibilita la cartografía de regiones con una composición litológica uniforme en que la disposición de las superficies de esquistosidad desarrolladas por distintos procesos metamórficos, varíen su disposición en el espacio.

#### **REFLECTANCIA EN PELITAS Y GRAUVACAS EN RELACION A LOS EFECTOS DEL METAMORFISMO REGIONAL Y DINAMICO EN LABORATORIO E IMAGENES**

Una deformación intensa por cizalla produciendo una textura fuertemente heterogranular, y abundancia de arcillas y micas en la

matriz, provoca cambios significativos en la reflectancia. Se acentúan los rasgos debidos al hierro en el intervalo 0.4-1.3  $\mu\text{m}$ , desaparecen las absorciones por agua molecular, y la abundancia de arcillas produce mínimos acentuados en 2.2, 2.25, 2.35 y 2.4  $\mu\text{m}$  por efecto de los aniones OH, así como otra serie de mínimos mitigados en el intervalo 1.8-2.0  $\mu\text{m}$ .

Los efectos de procesos de metamorfismo dinámico débil se manifiestan preferentemente en pelitas y grauvacas oscuras, sólo detectables en reflectancia observada en secciones de roca cortadas por sierra. La reducción en reflectancia global, y menor pendiente de la caída hacia el azul en el visible observada en las zonas afectadas por una intensidad ligeramente mayor de deformación, apuntan a cambios cuantitativos o cualitativos en la materia orgánica contenida en las rocas. La reflectancia observada en suelos confirma la misma tendencia.

En imágenes Thematic Mapper, la reducción de reflectancia global en la franja afectada por metamorfismo dinámico débil es más evidente cuando la deformación tardía se superpone al metamorfismo térmico débil, que cuando no se aprecian los efectos del metamorfismo térmico. Esto abunda en la preferencia de los efectos del metamorfismo dinámico débil a presentarse en materiales más oscuros inicialmente.

El Complejo esquisto-grauváquico muestra valores de reflectancia altos en todas las bandas del Thematic Mapper, que se han sometido a estiramientos para mejorar la capacidad de expresión visual de diferencias espectrales en el mismo.

El análisis de correlación y la comparación de distintas composiciones en falso color, indican las bandas 3, 5 y 7 como más variadas, con especial mención de la banda 3 en los cambios de reflectancia relacionados con la influencia de metamorfismo térmico producido por la intrusión de granitos.

El predecible aumento de reflectancia global en imágenes desde zonas próximas al contacto con el granito hacia áreas más alejadas se cumple al comparar las regiones más inmediatas a dicho contacto con las restantes. A distancias mayores, se observan relaciones contrarias en el visible y el infrarrojo, tanto en las imágenes originales como en las estiradas.

Los cocientes de bandas con distribuciones bidimensionales más representativas de diferencias en metamorfismo térmico son los  $3/7$ ,  $2/7$  y  $5/3$ . Los cocientes calculados sobre bandas estiradas no mejoran la expresión visual de las diferencias observadas, por causas achacables al aspecto ruidoso de un estiramiento excesivo, y a las características de los soportes físico y lógico utilizados.

El cociente  $2/7$  calculado sobre bandas estiradas presenta la distribución más amplia de números digitales a lo largo del rango completo de su histograma de frecuencias en relación a zonas con distinta intensidad de metamorfismo térmico.

Una apreciación más cuidadosa de los efectos de aumentos en temperatura y presión sobre los cambios mineralógicos, cristalográficos y texturales en rocas ricas en materia orgánica, así como en los suelos que se desarrollan sobre ellas, es un campo de investigación actualmente abierto.

## **ANALISIS INTEGRADO DE DATOS ESTRUCTURALES, MICROESTRUCTURALES E IMAGENES POR MEDIO DE UN SISTEMA DE INFORMACION GEOGRAFICO COMO APOYO A LA GEOLOGIA REGIONAL**

Las observaciones microestructurales representadas por medio de un sistema de información geográfico confirman la extensión de la influencia del metamorfismo de contacto desarrollado por la intrusión de granitos en las áreas mostradas en las imágenes Thematic Mapper.

De igual modo, la manipulación por medio de codificaciones de color para ángulos de buzamiento en superficies y lineaciones ha permitido analizar con detalle los datos estructurales tomados en el campo.

La extensión de las aureolas de metamorfismo y la relativa inmovilidad de las estructuras en el encajante confirma un emplazamiento intrusivo por stopping y subsidencia cauldron supuesto para los granitos tardíos en el Macizo Hespérico. Ligeras diferencias en el comportamiento espectral, fracturación mostrada en imágenes, y actitud del encajante, sugieren que el granito de Nisa-Albuquerque se compone de dos unidades emplazadas sucesivamente en el tiempo.

Posteriormente al emplazamiento de granitos se forma una esquistosidad de crenulación subhorizontal que se dispone como un envolvente respecto a los mismos. Los planos de las superficies de esquistosidad se disponen perpendicularmente a las paredes de los granitos.

El conjunto de los elementos estructurales atribuibles a la deformación hercínica principal en el Complejo esquistograuváquico

giran desde una disposición NO-SE al oeste hasta situarse E-O al este del área de estudio. Esto puede atribuirse al efecto combinado de desplazamientos levógiros horizontales de la Zona de Cisalla Porto-Badajoz-Córdoba postcámbrica, y la fracturación tardihercínica en dirección NE-SO. Las fracturas tardihercínicas compartimentan el área en dominios en los cuales se observa un cambio progresivo en la dirección de las estructuras.

Las microestructuras observadas en pelitas, el desarrollo de distribuciones bimodales en las posiciones de las estructuras hercínicas, y la reflectancia observada en imágenes thematic mapper sugieren la existencia de una zona de cizalla poco intensa en una franja de unos 3 Km de anchura que atraviesa el granito de Nisa-Alburquerque produciendo un estrangulamiento en el mismo paralela a la dirección de la Falla de Alentejo-Plasencia.



## **B I B L I O G R A F I A**

## **BIBLIOGRAFIA**

AARON, J.M., et al, 1980, Geological Applications, in WILLIAMS, R.S., ed., Cap. 31, Manual of Remote Sensing, The Sheridan Press, 2440 p.

ABRAMS, M.J., ASHLEY, R.P., ROWAN, L.C., GOETZ, A.F.H. y KAHLE, A.B., 1977, Mapping of hydrothermal alteration in the Cuprite mining district, Nevada, using aircraft scanner images for the spectral region 0.46 to 2.36  $\mu\text{m}$ ., Geology, 5, 713-718.

ABRAMS, M.J., 1986, Mapping the Oman ophiolite using TM data, Proc. 5th Th. Cf., Rem. Sens. for Expl. Geol., Reno, Nevada, 26 Set-2 Oct. 1986, vol.I, 85-95.

ADAMS, J.B. y FILICE, A.L., 1967, Spectral reflectance 0.4 to 2.0 microns of Silicate Rock Powders, Jr. of Geophysical Res., 72, n° 22, Nov. 15, 5705-5715.

AGER, C.M. y MILTON, N.M., 1987, Spectral reflectance of lichens and their effects in the reflectance of rock substrates, Geophysics 52, (July 1987), 898-906.

ALVAREZ-NAVA, H., GARCIA CASQUERO, J.L., GIL TOJA, A., HERNANDEZ URROZ, A., LORENZO ALVAREZ, S., LOPEZ DIAZ, F., MIRA LOPEZ, M., MONTESERIN, V., NOZAL, F., PARDO, M.V., PICART, J., ROBLES, R., SANTAMARIA, J. y SOLE, F.J., 1988, Unidades litoestratigráficas de los materiales Precámbrico-cámbricos en la mitad suroriental de la Zona Centroibérica, Res. Congreso Geológico de España, 1988, vol. 1, 19-22.

ANTON-PACHECO, C., 1989, Cartografía digital de rocas en el área de Alburquerque- La Codosera, Extremadura, utilizando imágenes Landsat Thematic Mapper, Res. III Reunión Científica del Gr. de Trab en Teledetección, Oct. 1989, Madrid, 157-168.

ARBIN, P., y TAMAIN, G., 1973, Les chevauchements intra-alcudienses de la "Ribera del Río Frío", Valdemanco del Esteras, et de l'"Arroyo de Tamújar", Cabezarrubias, dans le sud de la Meseta Iberique, C. R. Acad. Sci. Paris, t. 277, 1291-1294.

ARTHAUD, F. y MATTE, Ph., 1975, Les Décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation, Tectonophysics, 25, 139-171.

BARD, J.P., 1964, Observaciones sobre la estratigrafía del Paleozoico en la región de Zafra (prov. de Badajoz, España), Not. y Com. IGME, 76, 175-180.

BARD, J.P., CAPDEVILA, R., MATTE, Ph. y RIBEIRO, A., 1973, Geotectonic model for the Iberian variscan orogen, Nature Phys, Sci., 241, 50-52.

BASCONES ALVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D., 1982, Mem. Mapa Geológico de España E: 1:50.000, hoja nº 702 (San Vicente de Alcántara), Publ. IGME.

BASCONES ALVIRA, L., MARTIN HERRERO, D., y CORRETGE CASTAÑON, L.G., 1982, Mem. Mapa Geológico de España E: 1:50.000, hoja nº 703 (Arroyo de la Luz), Publ. IGME.

BASTIDA, F., 1981, La esquistosidad primaria: una síntesis sobre sus características y desarrollo, Trab. de Geol. de la Univ. de Oviedo, 11, 35-54.

BIRNIE, R.W. y FRANCICA, J.R., 1981, Remote Detection of Geobotanical Anomalies Related to Porphyry Copper Mineralization, Ec. Geol., 76, 637-647.

BËLVIKEN, B., HONEY, F., LEVINE, S.R., LYON, R.J.P. y PRELAT, A., 1977, Detection of naturally heavy-metal poisoned areas by Landsat-1 digital data, J. Geochem. Expl., 8, 457-71.

BORRADAILE, G.J., 1978, Transected folds: A study illustrated with examples from Canada and Scotland, Geol. Soc. of Am. Bull., 89, Apr. 1978, 481-493.

BOUYX, E., 1970, Contribution à l'étude des formations ante-ordoviciennes de la Meseta Méridionale (Ciudad Real et Badajoz), Mem. Inst. Geol. Min. Esp., 73, 363 p.

BRASIER, M.D., PEREJON, A. Y SAN JOSE, M.A., 1979, Discovery of an important fossiliferous Precambrian-Cambrian sequence in Spain, Estudios Geol., 35, 379-383.

BURROUGH, P.A., 1986, Principles of Geographical Information Systems for Land Resources Assessment, Clarendon Press, 194 p.

CASAS RUIZ, J., y SANTOS GARCIA, J.A., 1982, Mem. Mapa Geol. de España E: 1:50.000, hoja nº 726 (Pino de Valencia), Publ. IGME.

CHAVEZ, P., Jr, y BAUER, B., 1982, An automatic optimum kernel-size selection technique for edge enhancement, Remote Sensing of Environment, 12, 23-38.

CHAVEZ, P.S., BERLIN, G.L. y ACOSTA, A.V., 1976, Computer Processing for Landsat MSS Digital Data for Linear Enhancements, 2nd Annual Pecora Symposium, ASP & USGS, Oct.25-29 1976, 235-250.

CLARK, R.N., 1983, Spectral Properties of Mixtures of Montmorillonite and Dark Carbon Grains: Implications for Remote Sensing Minerals Containing Chemically and Physically Absorbed Water, Jr. of Geophys. Res., 88, n° B12, Dec 10, 1983, 10635-10644.

CLUFF, L.S. y SLEMMONS, D.B., 1972, Wasatch Fault Zone-Features defined by low sun-angle photography, Utah Geol. Assoc. Publ. 1, G1-G9.

CONDIT, Ch.D., y CHAVEZ, P.Jr., 1979, Basic Concepts of Computerised Digital Image Processing for Geologists, USGS Publications, Geol. Surv. Bull. 1462.

CRESPO LARA, V., 1972, La reserva del Valle de Alcudia y su contexto geológico-minero en Sierra Morena Central, Bol. Geol. y Min., t. LXXX II-II, 174-180.

CRONIN, J.F., 1967, Terrestrial multispectral photography and oceanography, Terrestrial Sciences Laboratories (Project 7628), Air Force Cambridge Research Laboratories, Bedford, Massachussets, Special Reports, n° 56, (AFCLR-67-0076), January, 46 p.

CRONIN, J.F., WILLIAMS, R.S. y ADAMS, J.B., 1971, Geologic sensor studies in the West Indies (abs), in: Transactions of the Fifth Caribbean Geological Conference, 1968, Geological Bulletin, n° 5, Queens College Press, New York, p. 251.

CROWLEY, J.K., 1986, Visible and Near-Infrared Spectra of Carbonate Rocks: Reflectance Variations Related to Petrographic Texture and Impurities, Jr. of Geophysical Res., 91, n° B5, Apr. 10, 5001-5012.

CROWLEY, J.K., SHERMAN, D.M. y BENNET, I.S., 1986, A low-cost digital recording and display system for Beckman UV 5200 series spectrophotometers, US Geol. Surv. Open-File Report 86-27, 23 p.

CROWLEY, J.K., BRICKEY, D.W. y ROWAN, L.C., 1989, Airborne Imaging Spectrometer Data of the Ruby Mountains, Montana: Mineral Discrimination Using Relative Absorption Band-Depth Images, Rem. Sens. of Environ., 29, 121-134.

DARCH, J.P. y BARBER, J., 1983, Multitemporal Remote Sensing of a Geobotanical Anomaly, Econ. Geol., 78, 770-782.

DAVIS, Ph.A., BERLIN, G.L., y CHAVEZ, P.S. Jr., 1987, Discrimination of Altered Basaltic Rocks in the Southwestern United States by Analysis of Landsat Thematic Mapper Data, Photogramm. Eng. and Remote Sensing, 53, n° 1, Jan. 1987, 45-55.

DELGADO QUESADA, M., 1971, Esquema Geológico de la Hoja n° 878, Azuaga, Bol. Geol. y Min., 82-84, 277-286.

DÍEZ BALDA, M.A., 1986, El Complejo Esquisto-grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca, Tesis Doctoral, Ed. Univ. de Salamanca, 162 p.

DRURY, S.A., 1987, Image Interpretation in Geology, Allen & Unwin, 243 p.

ELLIOT, D., 1968, Interpretation of fold geometry from lineation isogonic maps, Jr. of Geol., 76, 171-190.

ELVIDGE, Ch.D. y LYON, J.P., 1985, Influence of Rock-Soil Spectral Variation on the Assessment of Green Biomass, Rem. Sens. of Environ., 17, 265-279.

ESCADAFAL, R., GIRARD, M-C. y COURAULT, D., 1989, Munsell Soil Color and Soil Reflectance in the Visible Spectral Bands of Landsat MSS and TM Data, Remote Sensing of Environment, 27, 37-46.

ETHERIDGE, M.A. y LEE, M.F., 1975, Microstructure of Slate from Lady Loretta, Queensland, Australia, Geol. Soc. of Am. Bull., 86, 13-22.

FLEUTY, M.J., 1964, The description of folds, Proc. Geol. Assoc. London, 75, 461-492.

FRIEDMAN, J.D., WILLIAMS, R.S.Jr., GUDMUNDUR PALMASON, y MILLER, C.D., 1969, Infrared surveys in Iceland in 1966, in Geological Survey Research 1969, US Geol. Surv. Prof. Paper 650-C, C89-C105.

GAFFEY, S.J., 1985, Reflectance spectroscopy in the visible and near-infrared (0.35-2.55  $\mu\text{m}$ ): Applications in carbonate petrology, *Geology*, 13, Apr. 1985, 270-273.

GARCIA CASQUERO, J.L., 1991, El Complejo de Burguillos del Carro. Un macizo politípico y polintrusivo en la Cadena Hercínica Ibérica, Tesis Doctoral Universidad de Salamanca, inédita.

GARCIA SANSEGUNDO, J., LORENZO ALVAREZ, S. y ORTEGA GIRONES, E., 1987, Mem. Mapa Geol. de España E. 1:50.000, hoja nº 781 (Siruela), Publ. IGME.

GARROTE, A., LIÑAN, E., PEREJON, A., PEON, A., y VARGAS, I., 1983, Memoria Mapa Geológico de España escala 1: 50.000 nº 854, Zafra, Publ. IGME.

GHOSH, S.K. y CHATERJEE, A., 1985, Patterns of deformed early lineations over later folds formed by buckling and flattening, *Jr. of Structural Geol.*, 7, nº 6, 651-666.

GHOSH, S.K. y SUDIPTA SENGUPTA, 1987, Progressive development of structures in a ductile shear zone, *Jr. of Structural Geol.*, 9, nº 3, 277-287.

GOETZ, A.F.H., y ROVAN, L.C., 1981, *Geologic Remote Sensing*, Science, 211, 781-791.

GOETZ, A.F.H., VANE, G., SOLOMON, J.E. y ROCK, N., 1985, *Imaging Spectrometry for Earth Remote Sensing*, Science, 7 June 1985, 288, nº 4704, 1147-1153.



GOETZ, A.F.H., ROCK, B.N. y ROWAN, L.C., 1983, Remote Sensing for Exploration: an overview, *Economic Geology*, 78, n° 4, 573-590.

GOLD, D.P., 1980, Structural Geology, in SIEGAL, S.B. y GILLESPIE, A.R., *Remote Sensing in Geology*, John Wiley & Sons, 702 p.

GRAY, D.R., 1978, Cleavages in deformed psammitic rocks from southeastern Australia: Their nature and origin, *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 89, Apr. 1978, 577-590.

GREGG, W.J., 1985, Microscopic deformation mechanisms associated with mica film formation in cleaved psammitic rocks, *Jr. of Struct. Geol.*, 7, n° 1, 45-56.

HASTINGS, A., 1983, Synthesis of Geophysical Data with Space-Acquired imagery: a review, *Adv. Space Research*, 3, 157-168.

HERNANDEZ ENRILE, J.L., 1971, Las rocas porfiroides del límite del Cámbrico-Precámbrico en el flanco meridional del Anticlinorio de Olivenza-Monesterio (Badajoz), *Bol. Geol. y Min.*, 82-84, 359-360.

HERRANZ, P., SAN JOSE, M.A. y DE VILAS, L., 1977, Ensayo de correlación del Precámbrico de los Montes de Toledo occidentales y el Valle del Matachel, *Estudios Geológicos*, 33 (4), 327-342.

HOBBS, W.H., 1904, Lineaments of the Atlantic Border Region, *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 15, 483-506.

HOLEYWELL, R.C. y TULLIS, T.E., 1975, Mineral Reorientation and Slaty Cleavage in the Martinsburg Formation, Lehig Gap, Pennsylvania, *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, 86, 1296-1304.

HUNT, G.R., SALISBURY, J.W., 1970, Visible and Near-infrared Spectra of Minerals and Rocks: I Silicate Minerals, Modern Geology, 1, 283-300.

HUNT, G.R., SALISBURY, J.W., 1971a, Visible and Near-infrared Spectra of Minerals and Rocks: II. Carbonates, Modern Geology, 2, 23-30.

HUNT, G.R., SALISBURY, J.W., y LENHOF, J., 1971b, Visible and Near-infrared Spectra of Minerals and Rocks: III Oxides and Hydroxides, Modern Geology, 2, 191-205.

HUNT, G.R., SALISBURY, J.W., y LENHOF, J., 1971c, Visible and Near-infrared Spectra of Minerals and Rocks: IV. Sulphides and Sulphates, Modern Geology, 3, 1-14.

HUNT, G.R., SALISBURY, J.W. y LENHOF, J., 1972, Visible and Near-infrared Spectra of Minerals and Rocks: V. Halides, Phosphates, Arsenates Vanadates and Borates, Modern Geology, 3, 121-132.

HUNT, G.R., SALISBURY, J.W. y LENHOF, J., 1973a, Visible and Near-infrared Spectra of Minerals and Rocks: VI. Additional Silicates, Modern Geology, 4, 85-106.

HUNT, G.R., SALISBURY, J.W., y LENHOF, J., 1973b, Visible and Near-infrared Spectra of Minerals and Rocks: VII. Acidic Igneous Rocks, Modern Geology, 4, 217-224.

HUNT, G.R., SALISBURY, J.W., y LENHOF, J., 1973c, Visible and Near-infrared Spectra of Minerals and Rocks: VIII. Intermediate Igneous Rocks, Modern Geology, 4, 237-244.

HUNT, G.R., SALISBURY, J.W., y LENHOF, J., 1974, Visible and Near-infrared Spectra of Minerals and Rocks: IX. Basic and Ultrabasic Igneous Rocks, Modern Geology, 5, 15-22.

HUNT, G.R. y SALISBURY, J.W., 1976a, Visible and Near-infrared Spectra of Minerals and Rocks: XI. Sedimentary Rocks, Modern Geology, 5, 211-217.

HUNT, G.R. y SALISBURY, J.W., 1976b, Visible and Near-infrared Spectra of Minerals and Rocks: XII. Metamorphic Rocks, Modern Geology, 5, 219-228.

HUNT, G.R., 1979, Near-infrared (1.3-2.4  $\mu\text{m}$ ) spectra of alteration minerals. Potential for use in remote sensing, Geophysics, 44, n<sup>o</sup> 12, Dec. 1979, 1974-1986.

HUNT, G.R. y ASHLEY, R.P., 1979, Spectra of altered rocks in the visible and near-infrared, Economic Geol., 74, 1613-1629.

HUNT, G.R. y WYNN, J.C., 1979, Visible and near-infrared spectra of rocks from chromium-rich areas, Geophysics, 44, n<sup>o</sup> 4, Apr. 1979, 820-825.

HUNT, R. y EVARTS, R.C., 1981, The use of near-infrared spectroscopy to determine the degree of serpentinization of ultramafic rocks, Geophysics, 46, n<sup>o</sup> 3, March 1981, 316-321.

JOHNSON, P.E., 1983, A semiempirical method for analysis of the reflectance spectra of binary mineral mixtures, Jr. of Geophysical Research, 88, n<sup>o</sup> B4, 3557-3561.

JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBEIRO, A. y CONDE, L., 1974, Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, Publ. IGME, Mem. 113 p., mapa escala 1:1.000.000.

JENSEN, J.R., 1986, Introductory Digital Image Processing, A Remote Sensing Perspective, Prentice Hall, 379 p.

KAUFMANN, H., 1987, Mineral Exploration along the Aqaba-Levante Structure- Concepts, Processing, Results, Proc. European Remote Sensing Needs in the 1990s, Noordwijkerhout (Nederlanden), 4-8 May 1987.

KNIPE, R.J. y WHITE, S.H., 1979, Deformation in low grade shear zones in the Old Red Sandstone, SW Wales, Jr. of Struct. Geol., 1, nº 1, 53-66.

KNIPE, R.J., 1981, The interaction of deformation and metamorphism in slates, Tectonophysics, 78, 249-272.

KNIPLING, E.B., 1969, Physical and physiological basis for the reflectance of visible and near-infrared radiation from vegetation, Proc. Sympos. on Information Processing, 28-30 Apr. 1969.

LABOVITZ, M.L., MASUOKA, E.J., BELL, R., SIEGRIST, A.V. y NELSON, R.F., 1983, The Application of Remote Sensing to Geobotanical Exploration for Metal Sulfides. Results from the 1980 Field Season at Mineral, Virginia, Econ. Geol., 78, 750-760.

LEFORT, J.P. y RIBEIRO, A., 1980, La faille de Porto-Badajoz-Cordue a-t-elle contrôlé l'évolution de l'océan paleozoïque sud-armoricain? Bull. Soc. Geol. France, 1980 (7), t XXII, nº 3, 455-462.

LILLESAND, T.M., y KIEFER, R.W., 1987, Remote Sensing and Image Interpretation (2nd edition), John Wiley and Sons, 721 p.

LINDBERG, D. y SNYDER, D.G., 1972, Diffuse reflectance spectra of several clay minerals, American Mineralogist, 57, 485-493.

LIÑAN, E., 1979, Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba. Tesis Doctoral Universidad de Granada, 212 p.

LIÑAN, E., y PEREJON, A., 1981, El Cámbrico inferior de la Unidad de Alconera, Badajoz, (SO de España), Bo. R. Soc. Hist. Nat. (geol.), 79, 125-148.

LISTER, G.S. y SNOKE, A.W., 1984, S-C Mylonites, Jr. of Struct. Geol., 6, nº 6, 617-638.

LOPEZ PLAZA, M. y MARTINEZ CATALAN, J.R., 1988, Síntesis estructural de los granitoides hercínicos del Macizo Hespérico, en BEA, CARNICERO, GONZALO, LOPEZ PLAZA, RODRIGUEZ ALONSO ed., 1988, Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico, Rueda, 542 p.

LONGSHAW, T.G., 1976, Application of an analytical approach to field spectroscopy in geological remote sensing, Modern Geology, 5, 201-210.

LOTZE, F., 1956, Das Präkambrium Spaniens, Neues Ib. Geol. Paleont., Mh., t. 8, 383-380. Traducido por J. Gómez Llarena, 1960, El Precámbrico en España, Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España, 60, 227-240.

MARCOS, A., 1973, Las series del Paleozoico inferior y la estructura hercínica del occidente de Asturias (NW de España), Trab Geol. nº 6, Univ. Oviedo.

MARTIN-SERRANO, A., 1986, El relieve de la región occidental zamorana. Un modelo de evolución geomorfológica del borde hespérico, Tesis doctoral, Univ. Complutense de Madrid, in litt.

MATTE, Ph., 1968, La structure de la virgation hercynienne de Galice (NW de l'Espagne), Trav. Lab. Geol. Fac. Sc. Grenoble, 44, 1-128. In Geología de España, Libro Jubilar J. M. Ríos, Publ. IGME.

MILTON, N.M., 1983, Use of Reflectance Spectra of Native Plant Species for Interpreting Airborne Multispectral Scanner Data in the East Tintic Mountains, Utah, Econom. Geol., 78, 761-769.

MIRA LOPEZ, M., RODRIGUEZ PEVIDA, L.S. y ORTEGA GIRONES, E., 1987, Mem. Mapa Geológico de España E. 1:50.000, hoja nº 834 (San Benito), Publ. IGME.

MITROFANOV y TIMOTEIEV, 1977, En: SAN JOSE, M.A., 1983, El complejo sedimentario pelítico-grauváquico, En: Geología de España, libro jubilar de J.M. Ríos, Publ. IGME, 91-99.

MOORE, G.K. y WALTZ, F.A., 1983, Objective Procedures for Lineament Enhancement and Extraction, Photogramm. Eng. and Rem. Sens., 49, nº 5, May 1983, 641-647.

MORENO, F., 1977, Tectónica y sedimentación de las Series de Tránsito (Precámbrico terminal) entre el anticlinal de Valdelacasa y

el Valle de Alcudia. Ausencia de Cámbrico, *Studia Geológica*, XII, 1977, 123-136.

MOUAT, D.A., 1982, The response of vegetation to geochemical conditions, *Proc. of Int. Symp. on Rem. Sens. of Environment*, 2nd Them. Conf., Remote Sensing for Exploration Geology, 6-10 Dec. 1982, Fort Worth, Texas, vol. I, 75-84.

MUELAS, A., y SOUBRIER, J., 1977, Mem. Mapa Geológico de España escala 1:50.000, nº 853 (Burguillos del Carro), Publ. IGME.

MUNSELL COLOR CO. (1950, revisado 1975), Munsell Soil Color Charts, Munsell Color, Macbeth Division of Kollmorgen Corporation, Baltimore, MD.

NASH, D.B. y CONEL, J.E., 1974, Spectral Reflectance Systematics for Mixtures of Powdered Hyperstene, Labradorite and Ilmenite, Jr. of *Geophys. Res.*, 79, 1974, Apr. 10, 1615-1621.

OEN ING SOEN, 1970, Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal, *Bol. Geol. y Min.*, T. LXXXI, 2-3, 271-298.

O'LEARY, D.W., FRIEDMAN, J.D. y POHN, H.A., 1976, Lineaments, linear, lineation: some proposed new standards for old terms, *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 87, 1463-1469.

ORTEGA, E., 1980, Aportaciones a la estructura geológica en los alrededores de Malpica, extremoseptentrional de la Fosa Blastomilonítica, La Coruña, *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 1, 177-186.

ORTEGA GIRONES, E., HERNANDEZ URROZ, J. y GONZALEZ LODEIRO, F., 1988, Distribución paleogeográfica y control estructural de los materiales anteordovícicos en la parte suroriental del autóctono de la Zona Centroibérica, Res. II Congreso Español de Geología, Simp. Cinturones Orogénicos, SGE, 1988, 85-88.

PARGA, J.R., 1969, Sistemas de fracturas tardihercínicas del Maciso Hespérico, Trab. Lab. Geológico de Laxe, nº 37, 15 p.

PEREZ CERDAN, F. y OROZCO CUENCA, T., 1990, Plotting Grass vector maps in a DOS/PC, European Grass News, nº 1, Nov. 1990, Bureau Nieuwland, Wageningen, The Netherlands, 4 p.

PIEREN PIDAL, A.P. y HERRANZ ARAUJO, P., 1988, Presencia y caracterización del "Alcudiense superior" (Vendiense) en el entronque de la Serena y el Valle de Alcudia (Este de la provincia de Badajoz), 1988, Res. II Congreso Español de Geología, Simposio sobre Cinturones Orogénicos, SGE, 91-100.

PITCHER, W.S. y BERGER, A.R., 1972, The Geology of Donegal, A Study of Granite Emplacement and Unroofing, John Wiley & Sons, Inc, 435 p.

PODWYSOCKI, M., MOIK, J.G., y SHOUP, W.C., 1975, Quantification of geologic lineaments by manual and machine processing techniques, Proc. NASA Earth Resources Survey Symposium, Houston, Texas, 1975, NASA TMX-58168, v.1B, 885-905. También, NASA Doc. X 923-75-188, Greenbelt, Maryland.

PODWYSOCKI, M.H., SEGAL, D.B. y ABRAMS, M.J., 1983, Use of Multispectral Scanner Images for Assessment of Hydrothermal



Alteration in the Marysvale, Utah, Mining Area, *Economic Geol.*, 78, 675-687.

PONS, J., 1982, Un modèle d'évolution de complexes plutoniques: Gabbros et granitoïdes de la Sierra Morena Occidental (Espagne), Tesis doct. Travaux du Lab. de Géol.-Pétrol. de l'Université Paul Sabatier, Toulouse, 451 p.

POWELL, C.McA., COLE, J.P. y CUDAHY, T.J., 1985, Megakinking in the Lachland Fold Belt, Australia, *Jr. of Struct. Geol.*, 7, n° 3/4, 281-300.

PROST, G., 1980, Alteration Mapping with Airborne Multispectral Scanners, *Economic Geol.*, 75, 894-906.

QUESADA, C., 1987, Mem. Mapa Geológico-Minero de Extremadura, escala 1:300.000, Publ. Junta de Extremadura, 131 p.

RAINES, G.L. y GABELL, A.R., 1982, Spectral Reflectance Properties of Pseudo-Gossan and Massive-Sulfide Gossan, *Proc. of Int. Symp. on Rem. Sens. of Environm., 2nd Them. Conf., Remote Sensing for Exploration Geology, 6-10 Dec 1982, Fort Worth, Texas, vol. I*, 25-28.

RAINES, G.L. y WYNN, J.C., 1982, Mapping of Ultramafic Rocks in a Heavily Vegetated Terrain Using Landsat Data, *Econ. Geol.*, 77, 1755-1769.

RAMSAY, J.G. y HUBER, M.I., 1987, *The Techniques of Modern Structural Geology*, Academic Press, 700 p.

RIAZA, A., 1984, Análisis sobre el boudinage en una localidad de la costa asturiana (NO de España), Bol. Geol. y Min. T. XCV-II, 116-128.

RIAZA, M.A. y BEL-LAN, A., 1986, Evaluación de una técnica de tratamiento digital de imágenes. Aplicación del análisis de componentes principales a una imagen TM en un área granítica del Macizo Hespérico Central, Bol. Geol. y Min., T. 98, f.4, jul-ag- 1987, 25-37.

RIAZA, A., 1988, Evaluación preliminar de una imagen TM para la cartografía de rocas volcánicas, Res. II Reun. del Gr. de Trabajo en Teledetección, Valencia, 17-18 Dic. 1987, 53-69.

RIAZA, A. y GARCIA CASQUERO, J.L., 1989, Cartografía de rocas ígneas intrusivas en el Complejo de Burguillos del Cerro (Badajoz) con imágenes Thematic Mapper, Res. III Reunión Científica del Gr. de Trab. en Teledetección, Madrid, 17-19 Oct 1989, 169-179.

RIBEIRO, A., 1974, Contribution a l'étude tectonique de Tras-os-Montes Oriental, Serv. Geol. de Port. Mem., 24 (Nova Serie), 1, 168 p.

ROBERTS, J.L., 1974, The structure of the Dalradian rocks in the SW Highlands of Scotland, J. Geol. Soc. London, 130, 93-124.

RODA QUEROL, J., 1986, Nuevos datos sobre la deformación sárdica. Geometría de los pliegues pre-hercínicos del río Salor (Cáceres), Geogaceta, nº 1, Dic. 1986, 13-15.

ROSS, H.P., ADLER, J.E. y HUNT, G.R., 1969, A Statistical Analysis of the Reflectance of Igneous Rocks from 0.2 to 2.65 microns, Icarus, 11, 46-54.

ROTHERY, D.A., 1982, Supervised maximum-likelihood classification and post-classification filtering using MSS imagery for lithological mapping in the Oman ophiolite, Proc. of Int. Symp. on Rem. Sens. of Environm., 2nd Them. Conf., Remote Sensing for Exploration Geology, 6-10 Dec 1982, Fort Worth, Texas, vol. I, 417-426.

ROWAN, L.C., WETLAUFER, P.H., GOETZ, A.F.H., BILLINGSLEY, F.C. y STEWART, J.H., 1976, Discrimination of Rock Types and Detection of Hydrothermally Altered Areas in South-Central Nevada by the Use of Computer-Enhanced ERTS Images, US Geol. Surv. Prof. Paper 883, 36 p.

ROWAN, L.C., GOETZ, A.F.H. y ASHLEY, R.P., 1977, Discrimination of Hydrothermally Altered and Unaltered Rocks in the Visible and Near Infrared Multispectral Images, Geophysics, 42, n° 3, Apr. 1977, 522-535.

ROWAN, L.C. y KAHLE, A.B., 1982, Evaluation of 0.46 to 2.36  $\mu$ m multispectral scanner images of the East Tintic mining district, Utah, for mapping hydrothermally altered rocks, Econ. Geol., 77, n° 2, 441-452.

ROWAN, L.C., ANTON-PACHECO, C., BRICKEY, D.W., KINGSTON, M.J., PAYAS, A., VERGO, N., CROWLEY, J.K., 1987, Digital classification of contact metamorphic rocks in Extremadura, Spain using Landsat thematic mapper data, Geophysics, 52, n° 7 (Jul, 87), 885-897.

ROWAN, L.C., GORTZ, A.F.H. y ABBOT, E., 1987, Analysis of Shuttle Multispectral Infrared Radiometer Measurements in the Western Saudi Arabian Shield, Geophysics, 52, n° 7 (Jul. 1987), 907-923.

SABINS, F.F.Jr., 1978, Remote Sensing: Principles and Interpretation, W.H. Freeman and Co., S. Francisco, 426 p.

SAN JOSE, M.A., 1983, El Complejo sedimentario pelítico-grauváquico, en : Geología de España, libro jubilar de J.M. Ríos, Publ. IGME, 91-99.

SANDERSON, D.J., ANDREWS, J.R., PHILLIPS, W.E.A. y HUTTON, D.H.W., 1980, Deformation studies in the Irish Caledonides, Jr. Geol. Soc. London, 137, 289-302.

SANDERSON, D.J., 1990, in Development of new multidisciplinary techniques for mineral exploration in several areas of the western iberian peninsula, Informe final contr. n° MA1M-0032-C(A), Comisión de las Com. Eur, Dir.Gen. for Sci., Res. and Develop., Dir. G, Raw Mat. and Adv. Mat.

SANTOS GARCIA, J.A., y CASAS RUIZ, J., 1982, Mem. Mapa Geol. de España E: 1:50.000, hoja n° 701 (Valencia de Alcántara), Publ. IGME.

SCHOWENGERDT, R.A., 1983, Techniques for Image Processing and Classification in Remote Sensing, Academic Press, 247 p.

SEGAL, D.B., 1982, Theoretical basis for differentiation of ferric-iron bearing minerals using Landsat MSS data, Proc. of Int. Symp. on Rem. Sens. of Environm., 2nd Them. Conf., Remote Sensing

for Exploration Geology, 6-10 Dec 1982, Fort Worth, Texas, vol. II, 949-951.

SEGAL, D.B., 1983, Use of Landsat Multispectral Scanner Data for the Definition of Limonitic Exposures in Heavily Vegetated Areas, Econ. Geol., 78, 711-722.

SHEFFIELD, Ch., 1985, Selecting Band Combinations from Multispectral Data, Photogrammetric Eng. and Remote Sens., 51, n° 6, Jun. 1985, 681-687.

SIBSON, R.H., 1977, Fault rocks and fault mechanisms, Jr. Geol. Soc. of London, 133, 191-213.

SIDDANS, A.W.B., 1972, Slaty Cleavage- A Review of research since 1815, Earth Science Reviews, 205-232.

SIEGAL, S., y SHORT, N.M., 1977, Significance of Operator Variation and the Angle of Illumination in Lineament Analysis on Synoptic Images, Modern Geology, 1977, 6, 75-85.

SIEGAL, S.B. y GILLESPIE, A.R., 1980, Remote Sensing in Geology, John Wiley & Sons, 702 p.

SIMARD, R. y SLANEY, R., 1986, Digital Terrain Model and Image Integration for Geologic Interpretation, Proc. 5th Them. Conf. Rem. Sens. for Expl. Geol., Reno, Nevada, 26 Set-2 Oct 1986, vol.I, 49-60.

SIMON, p., 1986, Etude par télédetection des correlations entre données structurales, géochimiques et métallogéniques, exemple du

batholite de Nisa- Alburquerque (Espagne), Thèse 3ème cycle, Un. de Nancy.

SINGER, R.B., 1981, Near-infrared spectral reflectance of mineral mixtures: Systematic combinations of pyroxenes, olivine and iron oxides, Jr. of Geophysical Res., 86, 7967-7982.

SPRY, A., 1969, Metamorphic Textures, Pergamon Press, 352 p.

STRINGER, P., 1975, Acadian slaty cleavage non coplanar with fold axial surfaces in the Northern Appalachians, Can. Jr. Earth Sci., 12, 949-961.

TAMAIN, G., 1975, El Alcudiense y la orogénesis Cadoniense en el sur de la Meseta Ibérica (España), I Cent. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 1, 437-464.

TURNER, F.J. y WEISS, L.E., 1963, Structural Analysis of Metamorphic Tectonites, McGraw-Hill Book Co., 545 p.

VEGAS, R., 1978, Sedimentation and Tectonism in the Iberian massif prior to the Hercynian deformation (Late Precambrian to Silurian times). In: Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico, vol. I, Homenaje I. Parga Pondal, Edic. del Castro, La Coruña, 271-286.

WILLIAMS, P.F., 1972, Development of metamorphic layering and cleavage in low grade metamorphic rocks at Bermagui, Australia, Am. Jr. of Science, 272, Jan. 1972, 1-47.

WILLIAMS, P.S., 1985, Multiply deformed terrains- problems of correlation, Jr. of Struct. Geol., 7, nº 3/4, 264-280.

WISE, D.U., 1982, Linemanship and the practice of Linear Geo-art, Geol. Soc. of Amer. Bull., 93, Sept. 1982, 886-888.

WOOD, D.L. y NASSAU, K., 1968, The Characterization of Beryl and Emerald by Visible and Infrared Absorption Spectroscopy, The American Mineralogist, 53, May-Jun. 1968, 777-799.

## **G L O S A R I O**



## **GLOSARIO**

Los términos de este glosario se definen en cuanto a su uso en tratamiento digital de imágenes y teledetección. Las definiciones son por tanto incompletas, y existen otros significados para los términos que se mencionan. La mayor parte de las definiciones proceden de BURROUGH, 1986; CONDIT y CHAVEZ, 1979 y SABINS, 1978.

**albedo:** cociente entre la energía radiante total devuelta por un cuerpo y la energía solar radiante incidente en el mismo.

**ángulo de depresión:** En radar, ángulo entre el plano horizontal imaginario que pasa por la antena y la recta que conecta la antena y el punto de observación.

**ángulo de iluminación solar:** altitud del sol, medida en grados de distancia angular desde el horizonte desde la posición del observador. También denominado elevación solar, ángulo solar, o ángulo de iluminación. Por extensión, se utiliza el término ángulo de iluminación al referirse a sensores activos, en los que el mismo sensor posee una fuente de iluminación.

**banda de absorción:** intervalo de longitudes de onda entre los que se absorbe radiación electromagnética por cualquier substancia.

**banda espectral:** parte preseleccionada del espectro electromagnético.

**base de datos:** conjunto de información interrelacionada, almacenada de algún modo en disco o cinta magnética. La base de datos de un

sistema de información geográfico incluye información sobre la posición geográfica de los elementos que contiene, que se han codificado como puntos, líneas, áreas, píxeles o redes de celdas.

base de datos relacional: método de estructuración de datos en forma de series de registros o tuples de modo que las relaciones entre distintas entidades y atributos puedan utilizarse para el acceso y la transformación de datos.

base de datos jerárquica: método de organizar ficheros en cualquier serie de datos de modo que el acceso y modificación de los mismos sólo sea posible a través de una trayectoria jerarquizada piramidal predefinida.

calibrado: proceso de comparación de las medidas de un instrumento con un standard.

canal: intervalo de longitudes de onda en el espectro de energía electromagnética. En una imagen, los intervalos de longitudes de onda en los que el sensor adquiere imágenes. También denominado banda.

cociente de bandas: proceso consistente en dividir cada pixel de una imagen (o banda) por el pixel correspondiente de otra imagen (o banda).

composición de color: imagen en la que se combinan otras tres cuya reflectancia está expresada en valores de gris, asignándoles a cada una un color (rojo, verde o azul), de modo que los valores de reflectancia se expresan como saturación de tono. Al combinar las tres imágenes monocromas se obtiene una imagen policroma.

**correcciones geométricas:** tratamientos digitales para corregir distorsiones en la relación espacial de los elementos de una imagen.

**componentes principales:** cálculo estadístico aplicable a imágenes multispectrales basado en estimaciones de varianza máxima.

**dispersión atmosférica:** cambio en la dirección de propagación, frecuencia o polarización de la energía electromagnética por interacción con las partículas atmosféricas. También llamada niebla.

**energía electromagnética:** energía propagada en forma de interacción entre los campos eléctrico y magnético. La energía electromagnética se mueve a la velocidad de la luz.

**emisión:** Proceso por el que un cuerpo irradia energía electromagnética. Determinable por la temperatura cinética y la emisividad.

**espectro electromagnético:** secuencia continua de energía electromagnética dispuesta según su longitud de onda o frecuencia.

**espectrómetro:** Aparato que mide la intensidad de radiación absorbida o reflejada por un material en función de la longitud de onda.

**estiramiento:** técnica digital que permite al usuario cambiar el contraste de una imagen aumentando o disminuyendo el intervalo de valores de los números digitales.

**estiramiento por sectores:** estiramiento en el que se aplican coeficientes de expansión diferentes a distintos intervalos de números digitales en el histograma de frecuencias de una imagen.

**falso color:** ver composición de color.

**filtro digital:** técnica que permite al usuario realzar detalles (filtro de paso alto) o formas a gran escala (filtro de paso bajo).

**frecuencia:** número de vibraciones por unidad de tiempo, o número de longitudes de onda por unidad de tiempo que pasan por un punto. En estadística, número de veces que se repite un determinado suceso.

**HHRR (Hand Held Ratioing Radiometer):** Radiómetro de campo que calcula cocientes entre los canales en los que registra energía.

**histograma de frecuencia:** tabla que resume el número de elementos unidad (píxeles) que tienen un valor de gris dado o número digital (DN) en una imagen.

**infrarrojo cercano (NIR):** Región infrarroja del espectro de energía electromagnética entre longitudes de onda de 0.7  $\mu\text{m}$  a 2.5  $\mu\text{m}$ .

**infrarrojo térmico (TIR):** región del espectro de energía electromagnética entre 3 y 14  $\mu\text{m}$  que se emplea en teledetección. Esta región recorre el pico de energía radiante de la tierra.

**imagen digital:** serie de valores integrados positivos en dos dimensiones que corresponden a valores discretos de reflectancia espectral que reproducen el aspecto visual de un área determinada.

**imagen multiespectral:** imágenes tomadas por un sensor en varios canales.

**longitud de onda:** distancia entre dos puntos consecutivos que se encuentran en el mismo estado vibratorio en una onda armónica.

**máscara:** tratamiento digital que consiste en convertir en ceros, visualizables en negro, parte de los números digitales de una imagen.

**modelo digital de elevación del terreno (DEM):** modelo cuantitativo de las formas del terreno en forma digital. También, digital terrain model (DTM).

**número digital (DN):** Valor integrado relacionado con la luminosidad (o intensidad de la radiación) de un área determinada en una imagen. Para los datos que proporcionan los satélites Landsat, y Spot, este valor está comprendido entre 0 y 255.

**pixel (picture element):** representación digital de la radiación electromagnética del área mínima medida por un detector.

**radar:** acrónimo de radio detection and ranging, forma de teledetección activa que opera en los intervalos de longitud de onda de las microondas y las ondas de radio.

**radiómetro:** aparato que mide cuantitativamente energía radiante.

**raster:** red regular de celdas que cubren un área.

**reflectancia espectral:** relación entre la energía reflejada y la energía incidente sobre una superficie por unidad de área (para una determinada longitud de onda).

**reflectancia difusa:** medida de la reflectancia de una superficie en la que la radiación incidente se refleja de modo uniforme en todas direcciones.

**registro:** proceso de superponer dos o más imágenes o fotografías de modo que coincidan puntos geográficos equivalentes.

**relación:** cada una de las capas de datos de una base de datos relacional.

**resolución espacial:** estimación de la separabilidad de dos objetos en una imagen o fotografía. Normalmente se expresa como la menor distancia entre dos pares de líneas por unidad de distancia capaces de distinguirse una de otra.

**ruido:** valores espúreos de reflectancia espectral que no provienen del objetivo, sino del detector o los sistemas de registro digital, transmisión, recepción y reducción de datos.

**segmentación:** asignación de distintos colores a diferentes intervalos de números digitales en el histograma de frecuencias.

**sensor:** Aparato que recibe energía electromagnética y lo convierte en una señal susceptible de ser registrada y mostrada en datos numéricos o como una imagen.

**sensor activo:** sensor que posee una fuente propia de radiación electromagnética que ilumina el terreno. El ejemplo más conocido es el radar.

**sensor pasivo:** sensores que recogen energía reflejada o emitida naturalmente por una superficie.

**SAR (Synthetic Aperture Radar):** Sistema de radar en el que se consigue una gran resolución de azimuth (orientación geográfica

respecto al norte) a base de un tratamiento de datos del efecto Doppler de pulsos de retorno múltiples que proporciona el efecto de una antena de mayores dimensiones.

**señal:** información recogida por un sistema de detección a distancia.

**SLAR (Side-looking Airborne Radar):** Sistema de barrido lateral aeroportado que adquiere imágenes de radar.

**sistema de información geográfico (GIS):** soporte físico y lógico que permite la elaboración de bases de datos con información sobre su posición geográfica, y permite modificaciones en función de la misma.

**sistema digital productor de imágenes:** conjunto de instrumentos que miden la radiación reflejada por una superficie y que transforman su intensidad en una señal electrónica que se registra como un valor digital sobre una escala predeterminada. Si el sistema es activo, lleva incorporado un emisor de radiación que se reflejará en la superficie a medir.

**SMIRR (Shuttle Multispectral Infrared Radiometer):** sensor aeroportado pasivo que opera en el visible e infrarrojo cercano.

**SPOT (Système Probatoire d'Observation de la Terre):** satélite francés de órbita sinmeridiana equipado con un sensor productor de imágenes en el visible.

**SOYUZ:** serie de satélites productores de imágenes puestos en órbita por la Unión de Repúblicas Socialistas Soviéticas.

**textura:** frecuencia de cambios y disposición de tonos en una imagen.

**TM (thematic mapper):** Barredor multiespectral portado por los satélites Landsat que registra imágenes en siete canales en el visible, infrarrojo cercano y térmico.

**tratamiento digital de imágenes:** manipulación por ordenador de los valores de los números digitales de una imagen.

**tratamiento interactivo:** método de tratamiento de imágenes en el que el operador visualiza resultados provisionales y modifica las instrucciones en el ordenador para conseguir otros productos.

**tono:** cada una de las intensidades de gris comprendidas entre el negro y el blanco distinguibles en una imagen.

**ultravioleta (UV):** región del espectro electromagnético entre 0.01 y 0.4  $\mu\text{m}$ .

**umbral:** valor de numero digital que se toma como límite inferior en el histograma de frecuencias de una imagen para efectuar distintos tratamiento digitales.

**vector:** cantidad provista de una magnitud y una dirección.

**visible:** región del espectro de energía electromagnética entre 0.4 y 0.7  $\mu\text{m}$  detectable por el ojo humano.